



**Maria Mafalda Canas
Portela Costa**

**Geoquímica de granitóides de Pera Velha – Vila Nova
de Paiva – Ferreira de Aves**



**Maria Mafalda Canas
Portela Costa**

**Geoquímica de granitóides de Pera Velha – Vila Nova
de Paiva – Ferreira de Aves**

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geoquímica, realizada sob a orientação científica da Doutora Ana Margarida Ribeiro Neiva, Professora Catedrática do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, e da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

o júri

presidente

Professor Doutor Eduardo Anselmo Ferreira da Silva
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Professora Doutora Ana Margarida Ribeiro Neiva
Professora Catedrática da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

Professora Doutora Maria Elisa Preto Gomes
Professora Associada da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo
Professora Auxiliar da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Quero deixar o meu agradecimento a todas as pessoas e instituições que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

O primeiro é dirigido às minhas orientadoras científicas. À Professora Doutora Ana Margarida Neiva agradeço a sugestão da realização deste Mestrado e a proposta do estudo geoquímico dos granitóides da área de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves como tema para esta tese. Agradeço também a sua orientação disponível e incansável ao longo do trabalho e os preciosos conselhos e ensinamentos que me transmitiu desde o seu início. À Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo agradeço por tão bem me ter recebido na Universidade de Aveiro, pela companhia na colheita da maior parte das amostras, pelo interesse demonstrado ao longo de todo o trabalho, e pela paciente explicação de alguns assuntos.

Ao Centro de Geociências da Universidade de Coimbra agradeço o apoio financeiro e a possibilidade de utilização de algumas instalações laboratoriais do Departamento de Ciências da Terra.

Quero expressar a minha gratidão à Professora Maria do Rosário Azevedo e à Eng^a. Sara Ribeiro do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, pelo auxílio que me prestaram durante a obtenção dos dados isotópicos, e pela explicação paciente dos procedimentos e conceitos subjacentes a esta técnica.

Ao Eng^o. Machado Leite, do INETI, agradeço a possibilidade de utilização da microsonda electrónica, e à Senhora Eng^a. Fernanda Guimarães a ajuda durante a utilização deste equipamento.

À Sara Poças agradeço a disponibilidade constante para me receber em sua casa, a ajuda preciosa na resolução de alguns quebra-cabeças informáticos, a companhia e amizade em muitos dias de trabalho.

Agradeço ao Ricardo Paredes pela companhia e entusiasmo nas primeiras jornadas de campo, pelo seu encorajamento e amizade.

O meu obrigada à Belinha e ao Orlando que tão bem me acolheram em sua casa, sempre que precisei de estar no Porto.

Finalmente, agradeço aos meus pais e irmãos que sempre me incentivaram a estudar e a seguir a minha vocação. Sem a sua compreensão e incentivo permanente este trabalho não seria possível de realizar.

palavras-chave

Cadeia Hercínica, Zona Centro-Ibérica, granitóides, mineralogia, petrologia, geoquímica, geologia isotópica.

resumo

Os granitóides variscos peraluminosos que afloram na área de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves intruíram metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico Câmbrico, Ordovícico e Carbónico. A sua instalação está relacionada com a 3ª fase de deformação da orogenia hercínica (D_3). O granodiorito a monzogranito levemente porfiróide biotítico-moscovítico de Lagares, de 317 Ma de idade, é sin- D_3 , enquanto o monzogranito biotítico-moscovítico de Pera Velha, de 295 Ma, e o monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico-moscovítico de Ferreira de Aves, de 292 Ma são tardi- a pós- D_3 . As composições geoquímicas dos três granitóides e os diagramas de variação para elementos maiores e menores das rochas, biotites e moscovites indicam que não estão relacionados, o que é apoiado pela intersecção dos perfis de terras raras dos três granitóides nas terras raras pesadas. As composições químicas de plagioclase, turmalina e apatite também mostram evidências de que os três granitóides não estão relacionados. O monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves evoluiu por cristalização fraccionada de quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e ilmenite. Os dados isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i, ϵNd_i e $\delta^{18}\text{O}$ indicam que os três granitóides terão resultado da fusão parcial de material predominantemente da crosta continental superior, embora outros processos possam estar envolvidos. As características dos três granitóides são predominantemente do tipo S.

keywords

Hercynian belt, Central-Iberian Zone, granitoids, mineralogy, petrology, geochemistry, isotopic geology.

abstract

The peraluminous Hercynian granitoids from the Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves area intruded metasediments of the Cambrian schist-greywacke complex, Ordovician and Carboniferous. Their emplacements are related to the third Hercynian deformation event (D_3). The slightly porphyritic biotite-muscovite granodiorite-monzogranite from Lagares is 317 My old and syn- D_3 , while the biotite-muscovite monzogranite from Pera Velha (295 My) and the porphyritic biotite-muscovite monzogranite-syenogranite from Ferreira de Aves (292 My) can both be included in the group of late- to post- D_3 granitoids.

The geochemical compositions and the major and trace element variation diagrams for the three granitoids, biotites and muscovites, suggest that they are not related, which is supported by the REE patterns, that intersect each other in the HREE. Plagioclase, tourmaline and apatite compositions also give evidence that the three granitoids are not related.

The Ferreira de Aves monzogranite-syenogranite evolved by fractional crystallization of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite and ilmenite.

The ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i, ϵNd_i and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic data suggest that these three granitoids were mainly originated by partial melting of upper crustal sources, but do not exclude the contribution of other source components. The characteristics of the three granitoids point to an S-type origin.

ÍNDICE GERAL

| | Págs. |
|---|-------|
| CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. OBJECTIVOS DO TRABALHO..... | 2 |
| 1.2. ESTRUTURA DO TRABALHO..... | 3 |
| CAPÍTULO 2: ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO | 5 |
| 2.1. O MACIÇO IBÉRICO..... | 5 |
| 2.2. A ZONA CENTRO-IBÉRICA..... | 8 |
| 2.2.1. Estratigrafia..... | 9 |
| 2.2.2. Deformação..... | 12 |
| 2.2.3. Metamorfismo varisco..... | 13 |
| 2.2.4. Actividade magmática varisca..... | 14 |
| 2.3. GEOLOGIA DA ÁREA..... | 16 |
| 2.3.1. Rochas metassedimentares..... | 19 |
| 2.3.2. Rochas graníticas..... | 19 |
| CAPÍTULO 3: PETROGRAFIA | 31 |
| 3.1. CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA..... | 31 |
| 3.2. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA..... | 35 |
| 3.2.1. Rochas graníticas..... | 35 |
| 3.2.2. Encraves..... | 37 |
| CAPÍTULO 4: MÉTODOS ANALÍTICOS | 53 |
| 4.1. DETERMINAÇÃO DE ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TERRAS RARAS DE ROCHAS E ELEMENTOS MAIORES DE MINERAIS.. | 53 |
| 4.2. ANÁLISES ISOTÓPICAS..... | 56 |
| 4.2.1. Rb-Sr e Sm-Nd..... | 57 |
| 4.2.2. K-Ar..... | 58 |
| 4.2.3. Isótopos de oxigénio..... | 58 |
| CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL | 61 |
| 5.1. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICO-MINERALÓGICAS..... | 61 |
| 5.2. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS..... | 66 |
| 5.3. CLASSIFICAÇÕES TECTÓNICAS..... | 70 |
| 5.4. DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA..... | 70 |

| | |
|--|------------|
| 5.5. DIAGRAMAS DE TERRAS RARAS..... | 77 |
| CAPÍTULO 6: GEOLOGIA ISOTÓPICA..... | 81 |
| 6.1. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS..... | 81 |
| 6.1.1. Lei do decaimento radioactivo..... | 82 |
| 6.1.2. Sistema Rb-Sr..... | 83 |
| 6.1.3. Sistema Sm-Nd..... | 85 |
| 6.1.4. Isótopos radiogénicos como indicadores petrogenéticos..... | 86 |
| 6.1.5. Sistema K-Ar..... | 88 |
| 6.2. RESULTADOS DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS..... | 89 |
| 6.2.1. Datações pelo método Rb-Sr..... | 90 |
| 6.2.2. Datações pelo método K-Ar..... | 91 |
| 6.2.3. Geoquímica isotópica..... | 93 |
| 6.3. ISÓTOPOS ESTÁVEIS – OXIGÊNIO..... | 95 |
| 6.4. RESULTADOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS – OXIGÊNIO..... | 97 |
| CAPÍTULO 7: GEOQUÍMICA DOS MINERAIS..... | 99 |
| 7.1. FELDSPATOS..... | 99 |
| 7.2. BIOTITE..... | 106 |
| 7.3. MOSCOVITE..... | 111 |
| 7.4. TURMALINA..... | 115 |
| 7.5. CLORITE..... | 120 |
| 7.6. APATITE..... | 120 |
| 7.7. ÓXIDOS..... | 123 |
| 7.8. COEXISTÊNCIA DE MINERAIS..... | 125 |
| CAPÍTULO 8: PETROGÊNESE..... | 129 |
| 8.1. INTRODUÇÃO..... | 129 |
| 8.2. PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS..... | 131 |
| 8.3. PROCESSOS DE EVOLUÇÃO MAGMÁTICA..... | 133 |
| 8.4. MODELIZAÇÃO DE PROCESSOS DE CRISTALIZAÇÃO FRACCIONADA – GRANITO DE FERREIRA DE AVES..... | 133 |
| CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES..... | 137 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 139 |

| | |
|--|------------|
| ANEXOS..... | 151 |
| ANEXO I: COMPOSIÇÕES MODAIS..... | 153 |
| ANEXO II: COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM ELEMENTOS MAIORES (% PESO) E MENORES (PPM)..... | 154 |
| ANEXO III: COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM TERRAS RARAS (PPM)..... | 157 |
| ANEXO IV: RESULTADO DO CÁLCULO DA NORMA C.I.P.W..... | 158 |
| ANEXO V: DADOS ISOTÓPICOS Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar E OXIGÉNIO..... | 160 |
| ANEXO VI: COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS..... | 161 |

ÍNDICE DE TABELAS

| Tabela | | Pág. |
|---------------|---|-------------|
| 3.1 | Composições modais médias dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 32 |
| 3.2 | Síntese da informação petrográfica dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 35 |
| 4.1 | Precisão, rigor e limites de detecção da determinação por ICP-MS dos elementos menores, traço e terras raras | 54 |
| 4.2 | Padrões utilizados na determinação dos elementos maiores, em peso %, dos granitóides..... | 55 |
| 4.3 | Padrões utilizados na determinação dos elementos menores, traço e terras raras, em ppm, dos granitóides..... | 55 |
| 5.1 | Composição química média em elementos maiores, em % peso, e menores, em ppm, dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 62 |
| 5.2 | Composição química média em terras raras (ppm) dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 63 |
| 5.3 | Índice molecular $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ e percentagens mínima e máxima dos teores de corundo normativo dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 67 |
| 6.1 | Dados isotópicos Rb-Sr dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 89 |
| 6.2 | Dados isotópicos Sm-Nd dos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 90 |
| 6.3 | Dados isotópicos K-Ar em micas dos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 92 |
| 6.4 | Síntese das idades dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 93 |
| 6.5 | Valores de $\delta^{18}O$ em ‰, FeO_{tot} em %peso, e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, de amostras seleccionadas dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 97 |
| 7.1 | Composições químicas e fórmulas estruturais dos feldspatos potássicos dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 99 |
| 7.2 | Composição média de cristais de feldspato potássico da matriz e fenocristais dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves... | 100 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| 7.3 | Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 101 |
| 7.4 | Composições químicas e fórmulas estruturais das plagioclases dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 103 |
| 7.5 | Zonamento das plagioclases dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 104 |
| 7.6 | Teor de fósforo dos feldspatos coexistentes nos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 105 |
| 7.7 | Análises químicas das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 106 |
| 7.8 | Análises químicas das moscovites primárias dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 111 |
| 7.9 | Análises químicas das moscovites secundárias dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 113 |
| 7.10 | Composições químicas e fórmulas estruturais das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves..... | 115 |
| 7.11 | Zonamento das dravites dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves... | 118 |
| 7.12 | Composições químicas e fórmulas estruturais de clorites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 121 |
| 7.13 | Composições químicas e fórmulas estruturais de apatites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 123 |
| 7.14 | Composições químicas e fórmulas estruturais das ilmenites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 124 |
| 7.15 | Composição química e fórmula estrutural do rútilo do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves..... | 125 |
| 7.16 | Coeficientes de partilha de elementos maiores, entre biotite e moscovite, dos granitóides de Lagares e Pera Velha | 127 |
| 7.17 | Proporções catiónicas médias de elementos das biotites e moscovites coexistentes dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves | 127 |
| 8.1 | Principais características químicas e mineralógicas dos diferentes tipos de granitóides..... | 130 |
| 8.2 | Resultados da modelização da cristalização fraccionada para o monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico-moscovítico..... | 135 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| Fig. | | Pág. |
|------|--|------|
| 2.1 | Distribuição dos afloramentos variscos do centro da Europa e da Península Ibérica..... | 5 |
| 2.2 | Zonas do Maciço Hercínico Ibérico..... | 6 |
| 2.3 | Divisão do Maciço Ibérico em zonas indicando a posição da Zona Galiza-Trás-os-Montes proposta por Farias <i>et al.</i> (1987)..... | 7 |
| 2.4 | Esquema da Zona Centro-Ibérica e sub-divisão em domínios segundo critérios estratigráficos..... | 8 |
| 2.5 | Limite entre os dois domínios de Complexo Xisto-Grauváquico: Grupo do Douro (a Norte) e Grupo das Beiras (a Sul)..... | 10 |
| 2.6 | Evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco..... | 12 |
| 2.7 | Distribuição dos granitóides sin-D ₃ , e tardi- a pós-D ₃ no Centro e Norte de Portugal..... | 15 |
| 2.8 | Localização geográfica da área estudada no mapa de Portugal..... | 16 |
| 2.9 | Mapa geológico da área de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves..... | 17 |
| 3.1 | Mapa geológico com a localização dos pontos de amostragem do granodiorito-monzogranito de Lagares, do monzogranito de Pera Velha e do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves..... | 33 |
| 3.2 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama QAP de Le Bas e Streckeisen (1991)..... | 32 |
| 4.1 | Síntese esquemática da preparação química das amostras que antecede a análise isotópica por espectrometria de massa..... | 59 |
| 5.1 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama R ₁ -R ₂ , segundo La Roche <i>et al.</i> (1980)..... | 63 |
| 5.2 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, no diagrama dos minerais característicos, segundo Debon e Le Fort (1983)..... | 64 |
| 5.3 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Q-B-K/(Na+K), segundo Debon e Le Fort (1983)..... | 65 |
| 5.4 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Q-B-F, segundo Debon e Le Fort (1983)..... | 66 |

| | | |
|------|--|----|
| 5.5 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Na-Ca-K (Raju e Rao, 1972)..... | 67 |
| 5.6 | Diagrama SiO ₂ vs. o índice molecular A/CNK, Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)..... | 67 |
| 5.7 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama SiO ₂ versus log [CaO/(Na ₂ O+K ₂ O)] (Brown, 1981)..... | 69 |
| 5.8 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Rb-Ba-Sr, segundo El Bouseily e El Sokkary (1975)..... | 69 |
| 5.9 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Rb-Ba-Cs (Neiva, 1984)..... | 70 |
| 5.10 | Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama (Yb+Ta) versus Rb, segundo Pearce <i>et al.</i> (1984)..... | 71 |
| 5.11 | Diagramas de variação de elementos maiores dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 74 |
| 5.12 | Diagramas de variação de elementos menores dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 75 |
| 5.13 | Diagramas de variação de elementos menores dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves (continuação)..... | 76 |
| 5.14 | Diagramas de variação de quocientes de elementos dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 77 |
| 5.15 | Diagramas de terras raras normalizadas para condrito (Haskin, <i>et al.</i> , 1968) dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 79 |
| 5.16 | Projecção conjunta da composição em terras raras normalizadas para o condrito (Haskin <i>et al.</i> , 1968) dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 80 |
| 6.1 | Exemplo de diagrama de isócrona. A evolução isotópica de uma série de rochas co-magmáticas ou minerais ao longo do tempo (adaptado de Faure, 1986)..... | 84 |
| 6.2 | Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr versus ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (adaptado de DePaolo e Wasserburg, 1979 por Rollinson, 1995)..... | 87 |
| 6.3 | Temperaturas de bloqueio para diferentes minerais (Rollinson, 1995)..... | 91 |
| 6.4 | Isócrona de rocha total do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves..... | 91 |
| 6.5 | Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr versus ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (DePaolo e Wasserburg, 1976)..... | 94 |
| 6.5 | Diagramas de variação dos valores de δ ¹⁸ O..... | 98 |

| | | |
|------|--|-----|
| 7.1 | projecção da composição da microclina dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Ab-An-Or..... | 101 |
| 7.2 | projecção da composição das plagioclases dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Ab-An-Or..... | 102 |
| 7.3 | projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama segundo Foster (1960)..... | 107 |
| 7.4 | projecção das biotites dos granitóides Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama FeO – MgO – Al ₂ O ₃ , segundo Nockolds (1947)..... | 108 |
| 7.5 | projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama FeO – MgO – Al ₂ O ₃ , adaptado por Albuquerque (1973) a partir de Nockolds (1947)..... | 108 |
| 7.6 | projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama FeO _{tot} – MgO – Al ₂ O ₃ , segundo Gokhale (1968)..... | 109 |
| 7.7 | projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Mg <i>versus</i> Al total, segundo Nachit, <i>et al.</i> (1985)..... | 109 |
| 7.8 | Diagramas de variação da biotite dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 110 |
| 7.9 | Diagramas de variação da moscovite primária dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 112 |
| 7.10 | projecção das moscovites primária e secundária dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Mg-Ti-Na (Miller <i>et al.</i> , 1981)..... | 114 |
| 7.11 | projecção da moscovite primária e secundária no diagrama que Fe ₂ O ₃ total – TiO ₂ – MgO, segundo Monier <i>et al.</i> (1984)..... | 114 |
| 7.12 | projecção das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves no diagrama X-site vacancy –Ca – Na(+K)..... | 116 |
| 7.13 | Diagrama Mg/(Mg+Fe) <i>versus</i> X-vacancy/(Na+ X-vacancy) das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves..... | 117 |
| 7.14 | projecção das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves no diagrama Al total <i>versus</i> X-site vacancy..... | 119 |
| 7.15 | projecção das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves no diagrama Fe <i>versus</i> Mg..... | 119 |
| 7.16 | projecção das clorites de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama de Deer <i>et al.</i> (1962), adaptado de Hey (1954)..... | 122 |
| 7.17 | Diagrama de variação P <i>versus</i> Ca das apatites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 122 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| 7.18 | Diagrama Ti <i>versus</i> Fe+Mg da ilmenite dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 124 |
| 7.19 | Correlações de elementos (Si e K) entre biotites e moscovites coexistentes nos granitóides de Lagares e Pera Velha..... | 126 |
| 7.20 | Flúor nas apatites, biotites e moscovite coexistentes (Clarke <i>et al.</i> , 2005) nos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves..... | 128 |
| 8.1 | Classificação de granitóides com base no ambiente geotectónico..... | 131 |

ÍNDICE DE ESTAMPAS

| Est. | | Pág. |
|------|--|------|
| I | Fotografias do granodiorito-monzogranito de Lagares..... | 23 |
| II | Fotografias do monzogranito de Pera Velha..... | 25 |
| III | Fotografias do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves..... | 27 |
| IV | Fotografias do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves (continuação)..... | 29 |
| V | Microfotografias do granodiorito-monzogranito de Lagares..... | 39 |
| VI | Microfotografias do monzogranito de Pera Velha..... | 41 |
| VII | Microfotografias do monzogranito de Pera Velha (continuação)..... | 43 |
| VIII | Microfotografias do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves..... | 45 |
| IX | Microfotografias do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (continuação)..... | 47 |
| X | Microfotografias dos encraves micáceos e microgranulares observados no granodiorito-monzogranito de Lagares..... | 49 |
| XI | Microfotografias dos encraves microgranulares observados no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves..... | 51 |

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

Um dos objectivos primordiais do estudo de rochas, qualquer que seja a sua natureza, é determinar e perceber os processos responsáveis pela sua génese e pelas características que exibem.

As rochas ígneas, como produtos da dinâmica interna do planeta, são representantes de regiões directamente inacessíveis ao Homem, como a crosta inferior e o manto superior, apresentando-se como uma mais valia para o seu estudo. Estão intimamente relacionadas com os movimentos placas litosféricas e, como tal, podem fornecer importantes dados acerca da formação e evolução da crosta, e da Terra, ao longo do tempo geológico, até à configuração que actualmente conhecemos.

Muitos trabalhos têm sido desenvolvidos caracterizando os diferentes ambientes tectónicos nos quais ocorre formação/reciclagem de crosta, e na variação destes processos ao longo do tempo. Actualmente, recorrendo a inovadoras técnicas de análise geoquímica e isotópica e também experimentação laboratorial, é possível utilizar as rochas ígneas como indicadores de ambientes geodinâmicos (Barbarin, 1999). Os granitóides inseridos em domínios orogénicos são por isso alvo de grande interesse científico.

O maciço Ibérico da Cadeia Varisca, é constituído maioritariamente por rochas graníticas relacionadas com a 3ª fase de deformação da orogenia hercínica (Ferreira *et al.*, 1987a; Pinto *et al.*, 1987; Neiva e Gomes, 2001; Dias *et al.* 2002; Azevedo *et al.*, 2005), cujos traços não foram alterados significativamente por mais nenhum evento de deformação. É por isso que constitui um local privilegiado para o estudo dos reservatórios originários destas rochas e dos mecanismos de reciclagem e acreção crustal responsáveis pela formação desta cadeia orogénica, que aflora desde a Europa de Leste até à Península Ibérica.

Apesar dos inúmeros estudos realizados na parte portuguesa deste maciço por investigadores nacionais e estrangeiros, nas áreas da mineralogia, petrologia, geoquímica e geocronologia de rochas graníticas (e.g., Pinto, 1985; Ferreira *et al.*, 1987a; Neiva *et al.*, 1987; Silva e Neiva, 1990, 2000; Neiva e Gomes, 1991, 2001; Neiva, 1992, 1993, 1994, 1998, 2001, 2002; Dias e Leterrier, 1994; Almeida *et al.*, 1995; Beetsma, 1995; Neves, 1997; Azevedo e Nolan, 1998; Dias *et al.*, 1998; Simões, 2000; Dias, 2001;

Pinto, 2001; Gomes e Neiva, 2002, 2005; Valle Aguado *et al.*, 2005), há ainda áreas por estudar como a do presente trabalho.

1.1. OBJECTIVOS DO TRABALHO

A finalidade geral deste trabalho foi o estudo petrográfico e geoquímico de três corpos intrusivos aflorantes na área de Pera Velha, Lagares e Ferreira de Aves. Para a sua concretização definiram-se os seguintes objectivos principais:

1. Reconhecimento, com base na cartografia existente, e caracterização *in situ* dos tipos de rochas graníticas seleccionadas, e amostragem representativa de cada uma delas;
2. Estudo petrográfico minucioso dos três granitóides. O estudo macroscópico e microscópico permite a descrição mineralógica, a classificação com base nas composições modais, estabelecer a sequência de cristalização dos diferentes minerais e identificar os processos de transformação em condições de sub-solidus;
3. Determinação, por microsonda electrónica, da composição das diferentes fases minerais presentes e, calculando as suas fórmulas estruturais, caracterizar quimicamente as fases minerais mais abundantes, para com estes dados abordar processos de evolução magmática e de re-equilíbrio pós-magmático;
4. Caracterização dos três granitóides, com base em dados de geoquímica de elementos (maiores, traço e terras raras) e de geoquímica isotópica (Rb-Sr, Sm-Nd e oxigénio), de modo a determinar a natureza dos magmas envolvidos na sua génese bem como os principais processos petrogenéticos responsáveis pela sua evolução;
5. Recorrendo a métodos de datação isotópica (Rb-Sr e K-Ar), determinar a idade de instalação dos granitóides em estudo, contribuindo para a reconstituição da história geológica da área;
6. Por fim, a integração de todos os dados de forma a elaborar um modelo petrogenético tradutor da formação e evolução destes corpos intrusivos, enquadrado geologicamente na evolução da cadeia Varisca.

1.2. ESTRUTURA DO TRABALHO

O presente trabalho está organizado em mais oito capítulos além deste, ao longo dos quais se abordam os objectivos propostos no item anterior. São eles:

- **Capítulo 2:** Enquadramento da área de estudo.

Neste capítulo é abordado o enquadramento geológico da área seleccionada para este estudo, bem como a caracterização das unidades observáveis, com base na cartografia existente e informações de campo.

- **Capítulo 3:** Petrografia.

Sob este título são caracterizados petrográficamente os granitóides estudados.

- **Capítulo 4:** Métodos analíticos.

O capítulo 4 reúne a caracterização da metodologia e procedimentos utilizados na obtenção dos diferentes dados químicos que apoiam este trabalho.

- **Capítulo 5:** Geoquímica de rocha total.

Este capítulo compreende a análise química, com base nos elementos maiores, traço e terras raras de cada um dos tipos de rochas graníticas.

- **Capítulo 6:** Geoquímica isotópica.

São apresentados dados obtidos, em amostras seleccionadas, para os sistemas isotópicos Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar nos três granitóides. São caracterizadas as fontes magmáticas e apresentadas idades para cada um dos granitóides.

- **Capítulo 7:** Geoquímica dos minerais.

Neste capítulo são apresentadas as composições químicas, obtidas por microsonda electrónica em amostras seleccionadas, dos minerais de cada um dos granitóides.

- **Capítulo 8:** Petrogénese.

A petrogénese compreende, com base nos capítulos anteriores, a interpretação dos dados neles expostos, que permitem definir a génese e evolução dos três granitóides.

- **Capítulo 9:** Conclusões.

Síntese das conclusões do trabalho.

CAPÍTULO 2: ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

Neste Capítulo apresentam-se resumidamente os principais traços da geologia do Maciço Ibérico, com especial ênfase para a Zona Centro-Ibérica, onde se insere a região estudada. Descrevem-se, em seguida, as características gerais da área e os dados de campo obtidos durante o presente trabalho.

2.1. O MACIÇO IBÉRICO

O Maciço Ibérico ocupa a parte central e ocidental da Península e corresponde ao afloramento mais ocidental da cadeia hercínica europeia (Dallmeyer e Garcia, 1990), formada durante a colisão do Norte da Europa com o continente Gondwana, no Devónico - Carbónico (Behr *et al.*, 1984) (Fig. 2.1). É limitado a Norte pelo mar Cantábrico, a Oeste e Sudoeste pelo oceano Atlântico, a Este por depósitos de cobertura pós-hercínicos e a Sudeste pela falha de Guadalquivir.

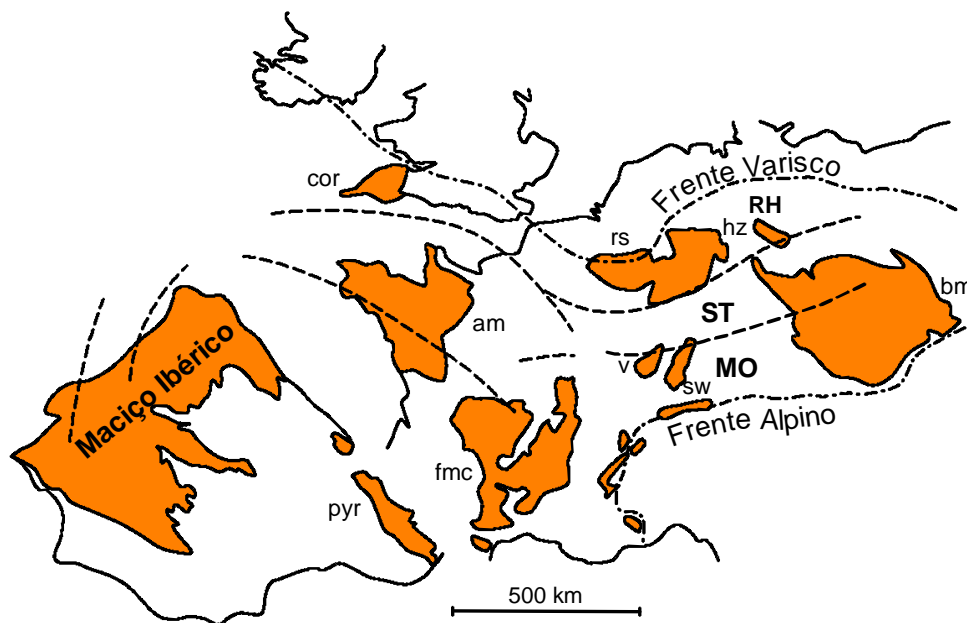


Fig. 2.1 - Distribuição dos afloramentos variscos do centro da Europa e da Península Ibérica (modificado de Behr *et al.*, 1984). MO- Zona Moldanubiana, RH- Zona Reno-hercínica, ST- Zona Saxoturingiana. am- Maciço Armoricano, bm- Maciço da Boémia, cor- Cornualha, fmc- Maciço Central Francês, hz- Harz, pyr- Pirinéus, rs- Rheinisches Schiefergebirge, sw- Schwarzwald, v- Vosques.

O Maciço Ibérico é constituído por rochas de idades compreendidas entre o Proterozóico Superior e o Carbónico, afectadas por deformação e metamorfismo de intensidade variável durante a orogenia varisca e por abundantes volumes de intrusões graníticas (Azevedo *et al.*, 2005).

Deve-se ao geólogo alemão Franz Lotze, o primeiro reconhecimento de que o Maciço Ibérico apresentava domínios com características estratigráficas, metamórficas, tectónicas e magmáticas distintas. Com base nessas diferenças, Lotze (1945) subdividiu o Maciço Ibérico em seis grandes zonas: Zona Cantábrica, Zona Astúrico Ocidental Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso Oriental Alcúdica, Zona de Ossa Morena e Zona Luso Meridional (Fig. 2.2 A).

O esquema de Lotze (1945) foi posteriormente modificado por Julivert *et al.* (1974), que considerou as seguintes zonas e sub-zonas: Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico-Ocidental-Leonesa (ZAOL), Sub-zona Galiza Média e Trás-os-Montes (SZGTM), Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (Fig. 2.2 B).

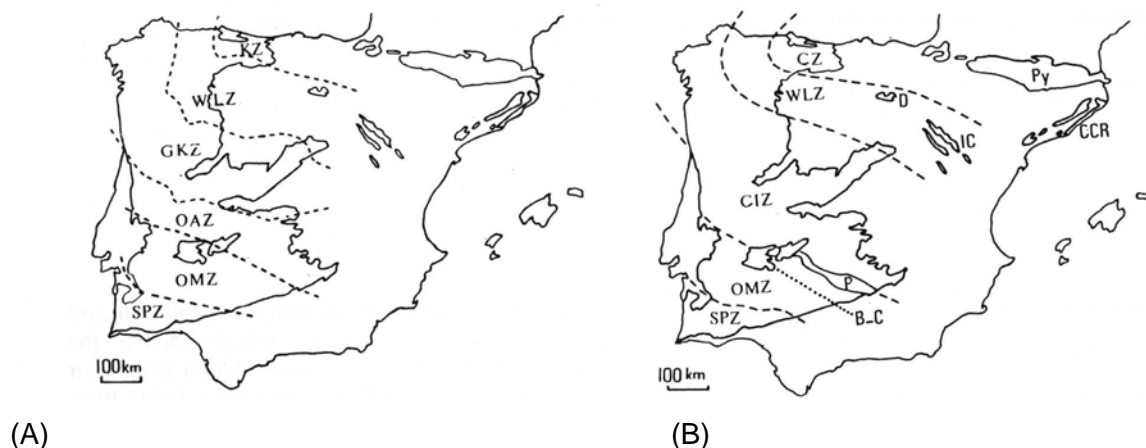


Fig. 2.2 - Zonas do Maciço Hercínico Ibérico segundo: A) Lotze (1945); B) Julivert *et al.* (1974) (Extraído de Robardet & Gutiérrez Marco, 1990). A) KZ - Zona Cantábrica; WLZ - Zona Astúrico-Ocidental-Leonesa; GKZ - Zona Galaico-Castelhana; OAZ - Zona Luso-Oriental-Alcúdica; OMZ - Zona de Ossa-Morena; SPZ - Zona Sul-Portuguesa. B) CZ - Zona Cantábrica; WLZ - Zona Astúrico-Ocidental-Leonesa; CIZ - Zona Centro-Ibérica; OMZ - Zona de Ossa-Morena; SPZ - Zona Sul-Portuguesa; Py - Pirenéus; D - Serra da Demanda; IC - Cadeias Ibéricas; CCR - Cordilheira Catalã; P - Batólito de Pedroches; B-C - Zona de cisalhamento Badajoz- Córdoba.

Mais recentemente, Farias *et al.* (1987) propuseram que a Sub-zona Galiza Média e Trás-os-Montes, incluída por Jullivert *et al.* (1974) na Zona Centro-Ibérica, fosse individualizada como Zona da Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM).

No seu conjunto, o segmento ibérico da cordilheira varisca apresenta uma simetria bilateral, com orientação NW-SE, que se manifesta pela presença de dois domínios com

vergências opostas relativamente a uma zona axial situada na Zona Centro-Ibérica. O ramo norte, com vergência para NE, inclui as zonas Cantábrica, Astúrico-Occidental-Leonesa e a parte setentrional da Zona Centro-Ibérica, enquanto o ramo sul, com vergência para SW, compreende a parte meridional da Zona Centro-Ibérica e as zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa.

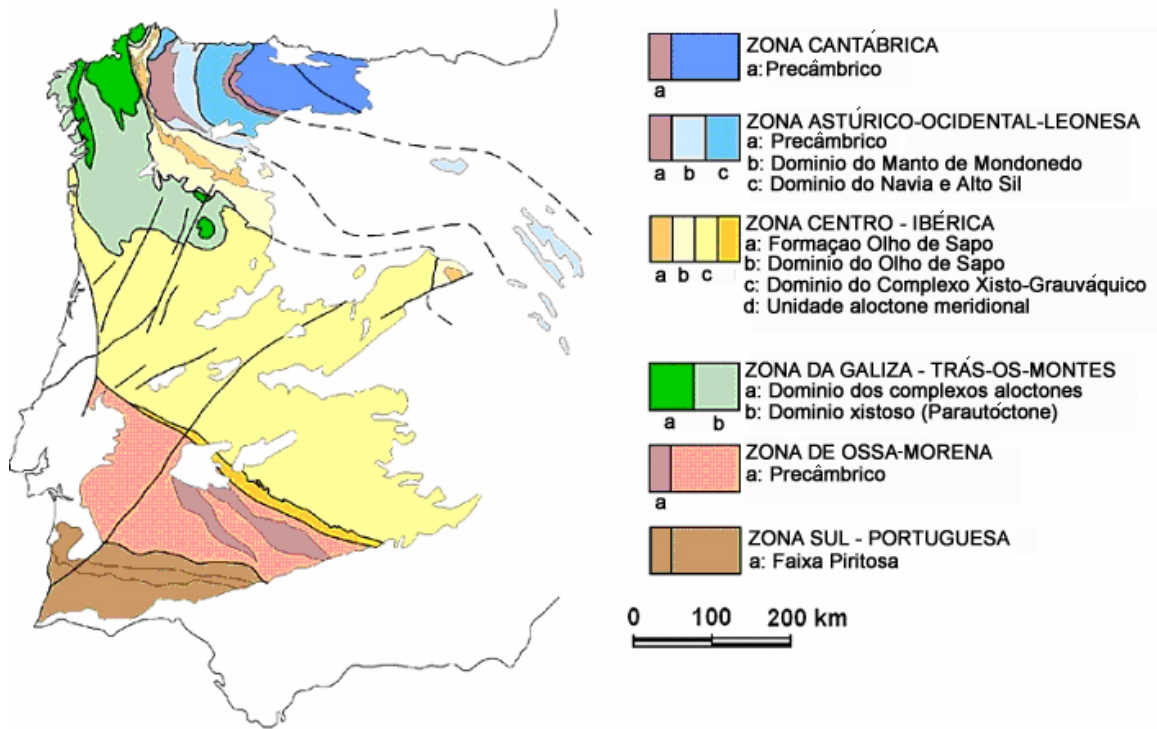


Fig. 2.3 - Divisão do Maciço Ibérico em zonas indicando a posição da Zona Galiza-Trás-os-Montes proposta por Farias *et al.* (1987) (extraído de Pérez Estaún *et al.* 2004).

As Zonas Cantábrica (ZC) e Sul-Portuguesa (ZSP) constituem as zonas externas da cadeia varisca ibérica. Apresentam grande desenvolvimento das sequências do Paleozóico Superior, deformação mais tardia e menos intensa, metamorfismo regional de grau baixo e raras intrusões graníticas sin-orogénicas (Ribeiro *et al.*, 1979).

Nas zonas internas (Zona Astúrico-Occidental Leonesa, Zona Galiza-Trás-os-Montes, Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena) predominam os terrenos do Precâmbrio e do Paleozóico Inferior, a deformação hercínica é mais precoce e intensa, o metamorfismo regional pode atingir um grau elevado e o plutonismo granítico sin-orogénico é abundante (Ribeiro *et al.*, 1979).

Tendo em conta que a região estudada se situa na Zona Centro-Ibérica (ZCI), tratar-se-á em maior detalhe esta grande unidade geotectónica.

2.2. A ZONA CENTRO-IBÉRICA

A Zona Centro-Ibérica localiza-se na parte central do Maciço Ibérico, sendo limitada, a Norte, pelas Zonas Astúrico-Occidental-Leonesa e Galiza-Trás-os-Montes, e a SW e W, pela Zona de Ossa Morena (Fig. 2.4). O seu contacto com a Zona de Ossa Morena faz-se através de dois grandes acidentes: o cavalgamento Portalegre-Ferreira do Zêzere e o cisalhamento Porto-Tomar.

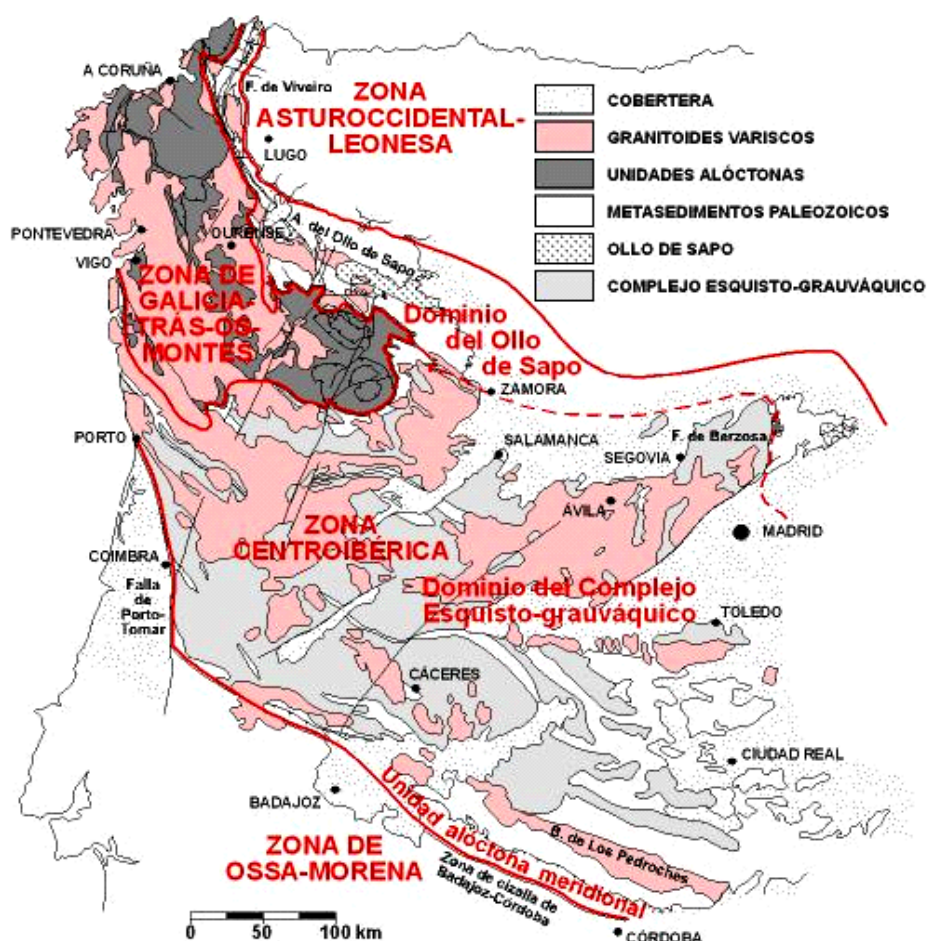


Fig. 2.4 - Esquema da Zona Centro-Ibérica e sub-divisão em domínios segundo critérios estratigráficos (extraído de Martínez Catalán *et al.*, 2004).

De acordo com a natureza das rochas que ocorrem sob as séries do Ordovício Inferior bem datado, Martínez Catalán *et al.* (2004) individualizaram dois domínios na ZCI: o domínio do *Olla de Sapo*, representado a norte e o domínio do *Complejo Xisto-Grauváquico*, ocupando a parte meridional (Fig. 2.4). O domínio do Olla de Sapo é caracterizado pela ocorrência de uma formação de pórfiros e gnaisses ocelares que lhe deu o nome, enquanto o domínio do Complejo Xisto-Grauváquico, de que faz parte a

região em estudo, abrange o sector em que aflora uma potente sequência detrítica de idade ante-ordovícica.

2.2.1. Estratigrafia

Do ponto de vista estratigráfico, os aspectos mais distintivos da Zona Centro – Ibérica são: (a) a predominância de rochas de idade precâmbrica / câmbrica; (b) a ausência de sequências do Câmbrico Médio e Superior e (c) o carácter discordante e transgressivo dos quartzitos do Ordovícico Inferior sobre o Câmbrico e Precâmbrico (Julivert *et al.*, 1974; Díez Balda *et al.*, 1990). A presença de uma descontinuidade na base do Ordovícico é atribuída por muitos autores a uma fase de deformação pré-hercínica, designada de Fase Sarda (Lotze, 1956; Schermerhorn, 1956; Oen, 1970; Díez Balda *et al.*, 1990).

Precâmbrico-Câmbrico

Os terrenos de idade pré-ordovícica estão largamente representados no sector central e meridional da ZCI. Constituem uma espessa sequência de xistos e metagrauvaques, com níveis esporádicos de conglomerados e rochas carbonatadas. Em Portugal, esta sequência foi agrupada por Nery Delgado (1905) num conjunto que designou como “Formação Xistosa das Beiras”. Posteriormente, Carrington da Costa (1950) denominou a “Formação Xistosa das Beiras” de “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico” (CXG). A idade do CXG não é conhecida com exactidão, devido à ausência generalizada de microfósseis. Admite-se actualmente que as unidades inferiores possam corresponder ao Precâmbrico Superior e as unidades superiores ao Câmbrico Inferior (Sousa, 1984, 1985; Díez Balda *et al.*, 1990; San José *et al.*, 1990), o que é apoiado por dados de microfósseis, icnofósseis e idades U-Pb em zircões detríticos (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004)

O Complexo Xisto-Grauváquico foi dividido em duas unidades litoestratigráficas: o Grupo das Beiras e o Grupo do Douro (Fig. 2.5). O limite entre estas duas unidades é marcado pelo desaparecimento dos calciturbiditos característicos do Grupo do Douro e passa por Tondela, Manteigas e Sabugal, prolongando-se em Espanha (Sousa, 1985).

O grupo das Beiras, aflora na parte sul da ZCI e está representado por uma sequência onde se reconhece, uma unidade basal rica em grauvaques, uma unidade intermédia com igual percentagem de pelitos e grauvaques e intercalações de pelitos negros e piritosos e, no topo, uma sucessão predominantemente pelítica, com lentículas de conglomerados que incorporam clastos do soco Proterozóico e nódulos fosfatados

(Oliveira *et al.*, 1992). Este grupo tem sido interpretado como uma sequência turbidítica depositada, em condições de instabilidade tectónica, numa bacia que terá ocupado toda a Zona Centro Ibérica durante o Vendiano terminal (Proterozóico Superior) (San José *et al.*, 1990; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).

O Grupo do Douro é mais heterogéneo, incluindo unidades arenítico-pelíticas com intercalações de pelitos com magnetite, calcários e conglomerados, seguidas de conglomerados e grauvaques, no topo.

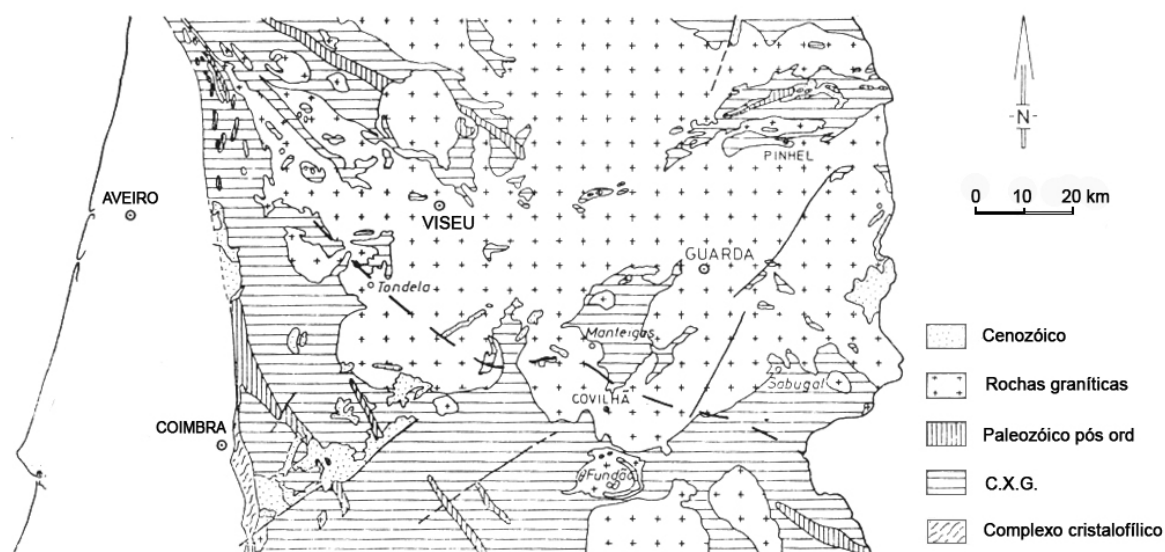


Fig. 2.5 - Limite entre os dois domínios de Complexo Xisto-Grauváquico: Grupo do Douro (a Norte) e Grupo das Beiras (a Sul) (Sousa, 1983).

No seu conjunto, o Complexo Xisto-Grauváquico tem sido interpretado, por alguns autores como o preenchimento de uma bacia do tipo “foreland” que se desenvolveu no final da orogenia Cadomiana (San José *et al.*, 1990). Outros autores consideram-no como um aulacógeno, cujos bordos seriam falha activas. Esta última hipótese é apoiada pelo facto dos sedimentos do CXG estarem bordejados a Norte e a Sul por plataformas carbonatadas do Câmbrio (Ribeiro *et al.*, 1991).

Ordovícico

Na ZCI, as formações do Ordovícico formam uma mega-sequência sedimentar constituída por três grandes unidades: Ordovícico Inferior, Médio e Superior.

O Ordovícico Inferior é discordante e transgressivo sobre o CXG. Inicia-se por uma sequência de conglomerados, arenitos e alguns siltitos de coloração avermelhada, geralmente alterados, cuja idade não é possível determinar com exactidão devido à ausência de fósseis. No entanto, é-lhe atribuída uma idade Tremadociano ou Arenigiano

por estar imediatamente subjacente ao Quartzito Armoricano (Arenigiano). Os quartzitos do Arenigiano, com traços fósseis de *Cruziana* e *Skolithos*, formam espessas bancadas que imprimem relevos vigorosos a muitas das paisagens da Zona Centro-Ibérica. A sua passagem ao Ordovícico Médio é gradual e faz-se através duma unidade constituída por alternâncias de quartzitos e xistos (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990).

O Ordovícico Médio está representado por xistos negros do Lanvirniano – Landeiliano), com centenas de metros de espessura, contendo graptólitos e uma rica fauna bentónica (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990)

A litologia do Ordovícico Superior é menos uniforme. Inclui unidades areníticas e pelíticas do Caradociano às quais se podem sobrepor, localmente, calcários (Ashgiliano Inferior), depósitos glaciomarinhas (provavelmente do Hinantiano) ou directamente rochas Silúricas (Robardet e Gutiérrez Marco, 1990). Ao Ordovícico Superior associam-se ainda algumas manifestações vulcânicas básicas (Buçaco e Vimioso) e ácidas (Serra Morena Oriental) (Julivert *et al.*, 1974).

Silúrico

A transição do Ordovícico ao Silúrico é marcada por uma descontinuidade estratigráfica, associada a eventos erosivos glacio-eustáticos do final do Ordovícico (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). O Silúrico é bastante uniforme e caracteriza-se pela presença de xistos negros com graptólitos com intercalações de arenitos (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990).

Devónico – Carbónico - Pérmico

Os materiais pós-silúricos estão escassamente representados na ZCI. O Devónico ocorre apenas nos núcleos de alguns sinclinais e, na maior parte dos casos, o seu limite com o Silúrico é impreciso (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). Segundo Robardet e Gutiérrez Marco (1990), as sucessões do Devónico afloram essencialmente na parte sul da ZCI e são constituídas por depósitos terrígenos (arenitos, siltitos e pelitos) do Devónico Inferior e Superior. O Devónico Médio está ausente, correspondendo a uma importante lacuna estratigráfica.

No sector português da ZCI, o registo estratigráfico do Carbónico está bastante incompleto, aflorando apenas as séries do Carbónico Superior (Vestefaliano, Estefaniano e Autuniano). Estas sequências apresentam características pós-orogénicas e estão conservadas em fossas intra-montanhas límnicas marginadas por acidentes tectónicos importantes, tais como o cisalhamento de Douro-Beira e o cisalhamento de Porto-Tomar. São constituídas por sedimentos de fácies continental que incluem conglomerados,

arenitos, pelitos com fósseis vegetais e intercalações de carvão (Ribeiro *et al.*, 1979; Sousa e Wagner, 1983).

2.2.2. Deformação

Deformação pré-hercínica:

A deformação pré-hercínica é responsável por três discordâncias angulares. As duas primeiras, identificadas apenas em Espanha, parecem resultar do ciclo orogénico cadomiano, que ocorreu no final do Proterozóico (González Lodeiro *et al.*, 2004). A terceira, conhecida como “discordância sarda”, situa-se na base da sucessão ordovícica e terá produzido um dobramento suave, sem foliação nem metamorfismo associados (Díez Balda *et al.*, 1990). Segundo os últimos autores, a fase sarda está relacionada com uma tectónica de blocos, de carácter extensional.

Deformação hercínica

Apesar de não existir ainda consenso sobre o número e a idade das diferentes fases de deformação hercínica, o carácter polifásico desta orogenia é aceite pela maior parte dos autores. A evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco está representada esquematicamente na Fig. 2.6.

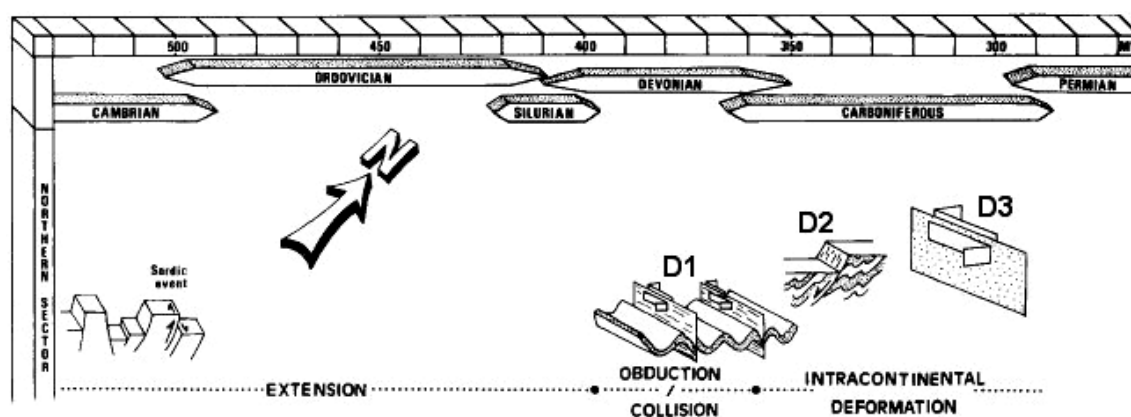


Fig. 2.6 - Evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco (modificado de Dias e Ribeiro, 1995).

A 1ª fase de deformação hercínica (D₁) parece ter alcançado na ZCI uma grande intensidade, sendo responsável por grande parte da estrutura actual desta zona (Ribeiro *et al.*, 1979; Díez Balda *et al.*, 1990). No domínio do Complexo Xisto-Grauváquico, a D₁ afectou toda a sequência sedimentar pré-carbonífera e produziu dobras deitadas e cavalgamentos, nos bordos norte e sul, e dobras com plano axial vertical ou muito inclinado no sector central (Martínez Poyatos *et al.*, 2004). As dobras de primeira fase e a

xistossidade de plano axial associada (S_1) têm direcção dominante NW-SE, podendo sofrer variações nas proximidades de grandes acidentes tectónicos.

A 2ª e 3ª fases de deformação hercínicas (D_2 e D_3) têm um carácter mais heterogéneo do que a D_1 . A D_2 afecta principalmente sequências metamórficas de grau médio a alto e está geralmente associada a zonas de cisalhamento sub-horizontais com carácter localizado (Díez Balda *et al.*, 1990; Valle Aguado *et al.*, 2005). Nalgumas situações, as estruturas D_2 podem dar origem ao desenvolvimento de uma foliação sub-horizontal (S_2).

Por outro lado, a 3ª fase de deformação hercínica é homoaxial com a D_1 em extensos sectores da ZCI, produz dobras de plano axial subvertical, com orientação N100° a N120°, que redobram as estruturas anteriores. Está frequentemente relacionada com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, direitas e esquerdas, onde se concentra a deformação e das quais são exemplo os cisalhamentos Porto-Tomar e Traguntia-Juzbado-Penalva do Castelo, respectivamente (Burg *et al.*, 1981; Reavy, 1989, Díez Balda *et al.*, 1990, Valle Aguado *et al.*, 2005).

Finalmente, um sistema de fracturação tardia caracteriza os últimos estádios da orogenia hercínica na ZCI, dando origem a falhas com orientações variando entre NE-SW e NNE-SSW.

2.2.3. Metamorfismo varisco

Nos sectores mais internos do Maciço Ibérico, os antiformalismos D_3 coincidem, em geral, com áreas de alto grau metamórfico. Estas áreas formam faixas paralelas às principais estruturas hercínicas e apresentam uma distribuição mais ou menos simétrica das isógradas de metamorfismo regional em torno de um eixo térmico, marcado com frequência pela presença de granitos variscos de duas micas (Martínez *et al.*, 1988).

Para Oen (1970), o metamorfismo regional hercínico desenvolveu-se num regime de baixa pressão (tipo Abukuma) e em estreita relação com o plutonismo granítico, que terá induzido a blastese de andaluzite, silimanite e, pontualmente, cordierite. Em Portugal, o seu modelo, conhecido como plutonometamorfismo, continua, ainda hoje, a ser defendido por muitos autores (Godinho, 1974; Pereira *et al.*, 1980; Reavy, 1987; Acciaioli *et al.*, 2005).

Contudo, a identificação de paragéneses relíquia com granada, estauroilite e distena em algumas destas faixas metamórficas, sugere que possa ter ocorrido um episódio metamórfico prévio de pressão intermédia (tipo Barrow) (e.g. Atherton *et al.*, 1974; Escuder Viruete *et al.*, 1994; Ábalos *et al.*, 2002; Valle Aguado *et al.* 1993, 2005).

Segundo estes autores, é possível caracterizar o metamorfismo regional hercínico da ZCI em termos de dois regimes metamórficos principais: um, mais precoce, de tipo Barroviano, expresso por paragénese minerais de pressão intermédia, ao qual se terá seguido um episódio, de pressão baixa e alta temperatura que oblitera, em grande parte, os fabricos metamórficos anteriores. Presume-se que, durante o clímax metamórfico, se tenham gerado grandes quantidades de fundidos graníticos e extensas bandas migmatíticas como consequência da fusão parcial de metassedimentos e/ou gnaisses em níveis estruturais profundos.

Para além do metamorfismo regional progressivo, largos sectores da ZCI foram ainda afectados por metamorfismo de contacto associado à instalação de volumosos corpos graníticos tardi- a pós-tectónicos.

2.2.4. Actividade magmática varisca

As rochas plutónicas hercínicas ocupam a maior parte da Zona Centro-Ibérica e a sua intrusão está predominantemente relacionada com a D₃ (Valle Aguado *et al.*, 2005). Com base nas relações de campo, petrografia, geoquímica, idade de intrusão e profundidade de instalação, foram propostos diversos esquemas de classificação para os granitóides hercínicos da ZCI (Schermerhorn, 1956; Capdevila e Floor, 1970; Oen, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Ferreira *et al.*, 1987a; Dias *et al.*, 1998).

Oen (1970), em concordância com os trabalhos realizados por Schermerhorn (1956) subdividiu os granitóides variscos do sector português da ZCI em dois grupos, de acordo com as suas relações estruturais com as rochas encaixantes. Os granitos antigos (*Older granites*), concordantes com as estruturas tectónicas e metamórficas regionais, e os granitos jovens (*Younger granites*), definindo relações discordantes com os granitos “Older” e as estruturas regionais. Os granitos jovens, com carácter alóctone e epizonal, estão geralmente envolvidos por auréolas de metamorfismo de contacto de extensão variável.

Pela mesma altura, Capdevila e Floor (1970) e Capdevila *et al.* (1973), privilegiando critérios petrográfico-geoquímicos, classificaram os granitóides do Noroeste de Espanha em dois grandes grupos: os granitos sin-cinemáticos de duas micas intimamente ligados a migmatitos e a áreas de elevado grau de metamorfismo, e os granodioritos e granitos biotíticos calco-alcalinos, sin- e pós-cinemáticos, sem relação aparente com o metamorfismo regional.

Mais recentemente, Ferreira *et al.* (1987) consideram que a instalação da maior parte dos granitóides hercínicos ocorreu relativamente tarde durante a formação da

cadeia hercínica e está predominantemente relacionada com a 3ª fase de deformação. Tendo em conta as relações temporais com a D₃, distinguem duas categorias principais de granitóides: os granitóides sin-D₃ e os granitóides tardi- a pós-D₃ (Fig. 2.7). O primeiro grupo compreende a maior parte dos granitos peraluminosos de duas micas e, embora com menor representação, alguns corpos de granodioritos e granitos biotíticos, intruídos sincinematicamente com a 3ª fase de deformação hercínica (granodioritos precoces). O segundo grupo abrange os complexos intrusivos cuja instalação foi tardia ou posterior à D₃ e inclui predominantemente intrusões da série granodiorito-granitos biotíticos.

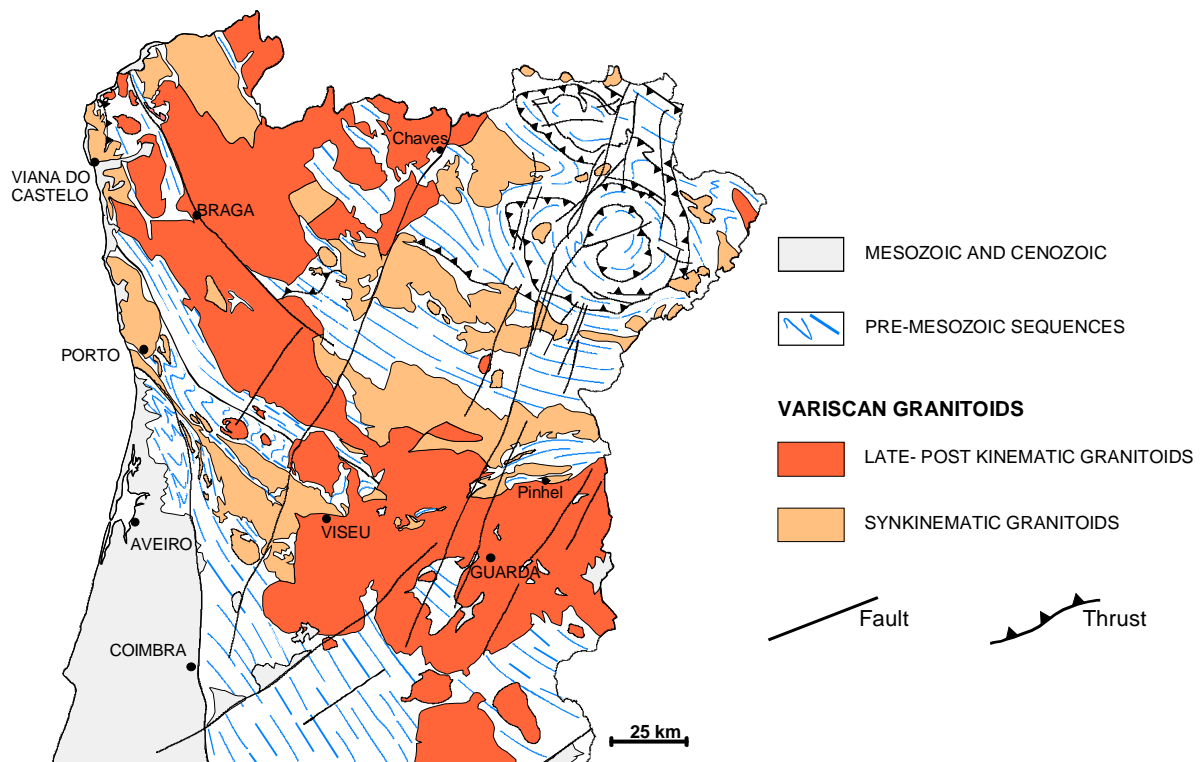


Fig. 2.7 - Distribuição dos granitóides sin-D₃, e tardi- a pós-D₃ no Centro e Norte de Portugal (Azevedo *et al.*, 2005).

É aceite, actualmente, que os granitos de duas micas sin-D₃ correspondem a granitos tipo-S, gerados por anatexia da parte média da crosta continental durante o clímax do metamorfismo regional (Capdevila *et al.*, 1973; Corretgé, 1983; Neiva e Gomes, 2001). Contudo, há granitos de duas micas com carácter transicional entre o granito do tipo S e o granito do tipo I e que terão resultado da fusão parcial de rochas pelíticas e quartzo-feldspáticas em diferentes proporções (Neiva e Gomes, 2001). Em contrapartida, atribui-se a alguns granodioritos e granitos biotíticos uma filiação tipo I (Neiva, 1993; Neiva e Gomes, 2001) ou transicional I-S e uma origem mais profunda, envolvendo fusão parcial da crosta inferior ou hibridização entre magmas crustais e

mantélicos (Capdevila *et al.*, 1973; Azevedo *et al.*, 2005). Há também granitos híbridos de duas micas que poderão ter resultado da mistura de um magma granítico com um magma máfico do manto enriquecido (Silva e Neiva, 2000), ou por diferenciação de um magma do manto superior enriquecido, acompanhado de assimilação de material metassedimentar (Neiva e Gomes, 2001; Gomes e Neiva, 2005).

2.3. GEOLOGIA DA ÁREA

A área de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves localiza-se no interior Norte de Portugal, a NE da cidade de Viseu (Fig. 2.8) e é abrangida pela folha nº14-D (Aguiar da Beira) da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000 (Teixeira *et al.*, 1972).



Fig. 2.8 – Localização geográfica da área estudada no mapa de Portugal.

Em termos geológicos, a região integra-se nos terrenos autóctones da Zona Centro-Ibérica (ZCI) e é composta predominantemente por granitóides hercínicos sincinemáticos e tardi- a pós-cinemáticos que se instalaram em metassedimentos de idade precâmbrica/câmbrica e paleozóica, dobrados e metamorfizados durante a orogenia varisca. As formações metassedimentares afloram essencialmente no canto SW da carta, embora também constituam retalhos de dimensões reduzidas no interior de algumas intrusões graníticas. Em contrapartida, as rochas graníticas ocupam a maior parte da área e estão representadas por um número significativo de corpos intrusivos sin- e tardi-pós-D₃, com características petrográficas distintas e extensão variável (Fig. 2.9).

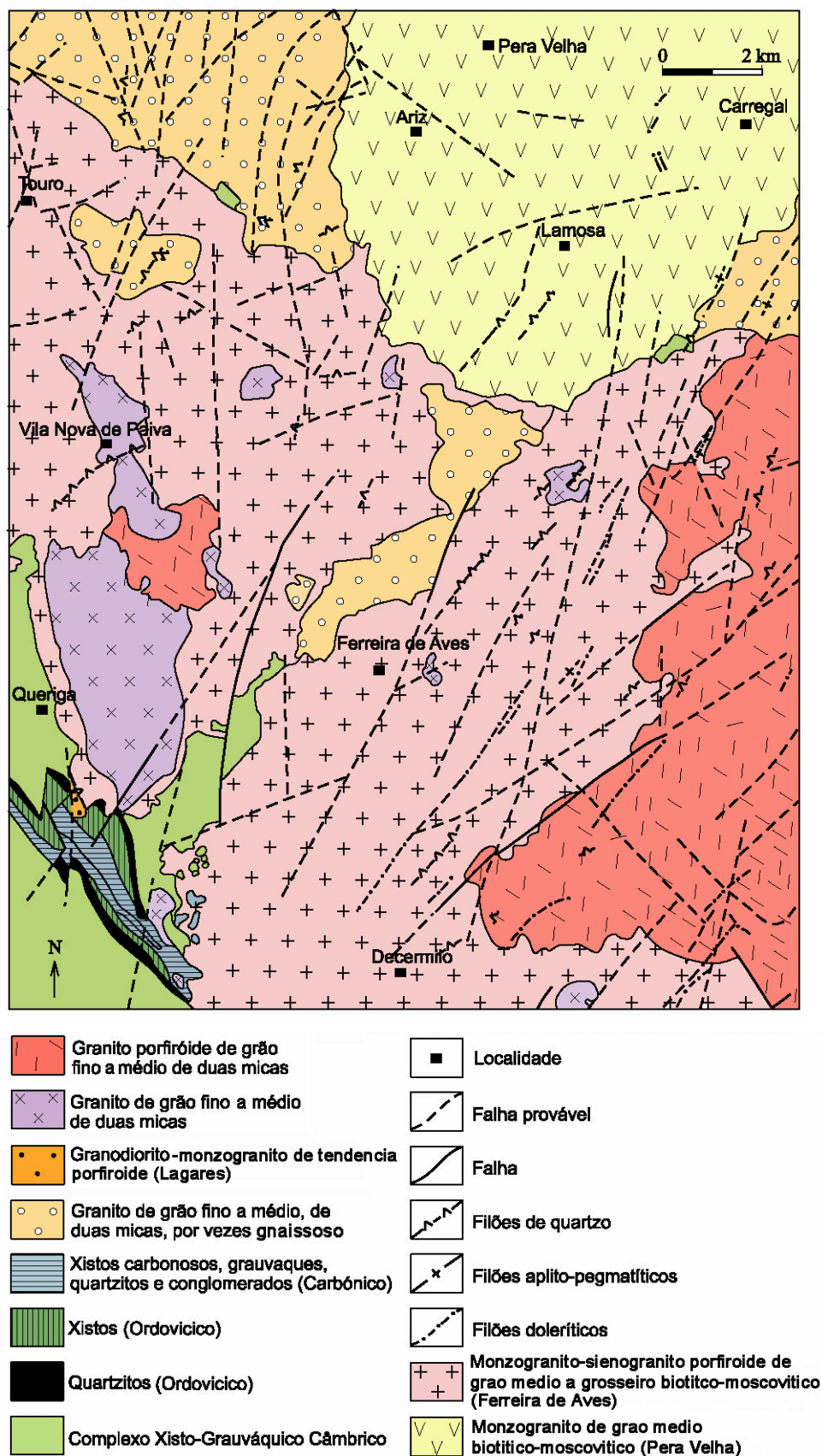


Fig. 2.9 – Mapa geológico da área de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves (adaptado de Teixeira *et al.*, 1972 e Ramalho e Antunes, 1992).

2.3.1. Rochas metassedimentares

Do ponto de vista litoestratigráfico, as formações metassedimentares da região podem ser agrupadas em três grandes unidades: (a) a sucessão de metapelitos e metagrauvaques do Complexo Xisto-Grauváquico Câmbrico (CXG); (b) a sequência ordovícica, constituída por quartzitos de idade arenigiana e xistos negros do Landeiliano-Lanvirniano e, finalmente, (c) os sedimentos detríticos do Carbónico Superior (Vestefaliano e/ou Estefaniano), de fácies continental e tipo molasso.

As rochas mais antigas aflorantes na área pertencem ao Complexo Xisto-Grauváquico e incluem-se no Grupo do Douro. São compostas por alternâncias de xistos e metagrauvaques, de coloração acinzentada quando frescos. A xistosidade mais penetrativa tem direcções variando entre N60°W e N-S e pendores de 60°-85°W (Teixeira *et al.*, 1972). Os retalhos intra-graníticos são formados por intercalações entre níveis grauvacóides, areníticos ou mesmo argilosos finos.

O Ordovícico está representado por quartzitos com intercalações grauvacóides e, por vezes, conglomeráticas, de idade arenigiana, aos quais se sobrepõem os níveis xistosos do Landeiliano-Lanvirniano. No seu conjunto, esta sequência corresponde à extremidade SE de um importante sinclinal ordovícico que se estende do Porto a Sátão: o sinclinal Porto-Sátão.

As formações carbónicas ocupam uma estreita faixa no núcleo do sinclinal Porto-Sátão, que é referida na literatura como “Bacia Carbonífera Dúrico-Beirã”. São compostas por metaconglomerados de granulometria variável, quartzitos, metagrauvaques e xistos. Os xistos exibem uma coloração cinzento-azulada e podem conter quistolite, resultante do metamorfismo térmico imposto pela intrusão dos granitóides tardi-pós-D₃ (Shermerhorn, 1956).

2.3.2. Rochas graníticas

De acordo com critérios tectono-estratigráficos, os granitóides variscos da área de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves foram agrupados em duas grandes categorias na Carta Geológica de Portugal, escala 1:500000 (1992): sincinemáticos e tardi-pós-cinemáticos.

Granitóides sin-D₃

O grupo dos granitóides sin-D₃ compreende os granitos peraluminosos de duas micas, de grão fino a médio e aspecto, por vezes, gnaissoso, que afloram no extremo NW

e no centro da região. Estas rochas constituem quatro corpos intrusivos, localizados a norte da povoação de Touro, a sudeste da mesma povoação, a norte de Ferreira de Aves e a sul de Carregal, respectivamente. Na mancha aflorante a norte da povoação de Touro, é possível observar uma foliação definida pelo alinhamento de biotite, com direcção N60°W (Ferreira e Sousa, 1994).

Embora com pequena representação à escala cartográfica, ocorre ainda uma intrusão de um granodiorito biotítico sin-D₃ (granodiorito de Lagares), junto às minas com o mesmo nome, nas proximidades do sinclinal Porto-Sátão. Macroscopicamente, o granodiorito de Lagares corresponde a um granodiorito-monzogranito, de grão fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (Ests. I-1 e I-2). Apresenta uma coloração acinzentada, na qual se destacam, embora pouco frequentes, megacristais de feldspato, e encraves micáceos (Est. I-3). Contém encraves microgranulares de forma arredondada, grão fino e coloração mais escura que a da rocha hospedeira, quer dispersos quer concentrados. É cortado por filões de quartzo E-W e N120° e por diaclases de direcção aproximada N60°E e pendor 76°NNW.

Granitóides tardi-pós-D₃

O grupo dos granitóides tardi-pós-D₃ está amplamente representado na região estudada. Inclui vários complexos intrusivos que podem ser diferenciados pelo tamanho de grão (fino, médio, grosseiro), carácter porfiróide ou não porfiróide e proporções relativas de biotite e moscovite.

Nas proximidades de Vila Nova de Paiva e em mais três pequenos afloramentos, no centro da carta, aflora um granito de grão médio a fino, de duas micas, por vezes biotítico. Entre duas das manchas deste granito, encontra-se um granito porfiróide de duas micas e grão médio a fino que também está representado no bordo oriental da região.

O monzogranito biotítico-moscovítico de Pera Velha ocorre, na parte Norte da área, sob a forma de um maciço arredondado, discordante com as estruturas hercínicas regionais. Apresenta grão médio e um carácter bastante homogéneo (Est. II-1), embora possa exibir ligeiras variações de cor e de tamanho do grão. O quartzo possui por vezes coloração rosada, e o feldspato um tom esverdeado. Os encraves micáceos e microgranulares são pouco frequentes (Est. II-2). No entanto, os encraves microgranulares, quando estão presentes, têm dimensões centimétricas, grão fino e cor escura (Est. II-3). O monzogranito de Pera Velha é cortado por filões de aplito, aplito-

pegmatito e quartzo e diáclases sub-verticais, de orientação aproximada E-W, N50°E, 20E, 80E.

O granito de Ferreira de Aves constitui o tipo litológico dominante no sector em estudo. Trata-se de um monzogranito-sienogranito porfiróide de grão médio biotítico-moscovítico (Teixeira *et al.*, 1972), mostrando alguma heterogeneidade. No centro, o granito apresenta uma granularidade média e fenocristais de feldspato com dimensões de 7x3,5cm a 5x4cm (Est. III-1), enquanto, a NNW e a Sul, o tamanho do grão é mais grosseiro e as dimensões dos fenocristais são superiores (Est. III-2). Contém abundantes encraves microgranulares de grão fino e cor cinzenta escura (Est. III-3). Estes encraves incluem, por vezes, cristais de feldspato e podem mostrar margens de arrefecimento (Est. IV-1). Observam-se ainda encraves micáceos e, mais raramente, metassedimentares dispersos pela rocha. Nos contactos com as rochas aplito-pegmatíticas e pegmatíticas, o monzogranito-sienogranito pode apresentar um bandado composicional, caracterizado pela alternância de níveis leucocráticos e bandas mais máficas ricas em biotite (Est. IV-2).

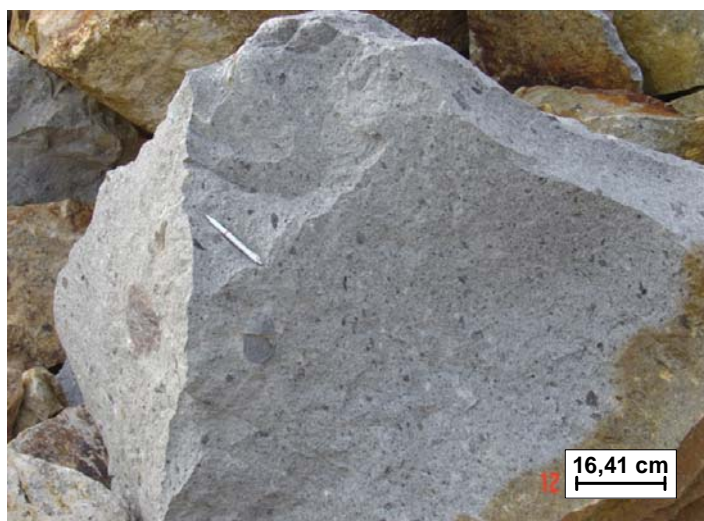
Este granitóide produziu metamorfismo de contacto nas rochas do Complexo Xisto-Grauváquico. Estas apresentam-se, próximo dos contactos com o granito, mosqueadas com nódulos de cordierite e biotite (Teixeira *et al.* 1972).

O granito de Ferreira de Aves é cortado por numerosos filões de aplito-pegmatito (Est. IV-3) e de quartzo com espessura e extensão variáveis. Alguns destes filões têm sido explorados, como é o caso da exploração do pegmatito da Sr^a da Assunção. O contacto do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves com as rochas vizinhas é, de modo geral, nítido, embora às vezes seja menos distinto, como acontece na transição para o monzogranito de Pera Velha (Teixeira *et al.*, 1972).

Os contactos com os granitóides vizinhos são, de modo geral, nítidos, embora às vezes sejam menos distintos como acontece no contacto com o monzogranito de Pera Velha (Teixeira *et al.*, 1972).

Toda a área está intensamente fracturada. Predominam as fracturas com direcções NE-SW e NNE-SSW, nas quais alguns dos filões acima referidos se instalaram (Teixeira *et al.*, 1972). Encontram-se ainda abundantes filões de rochas básicas, orientados frequentemente N-S, NE-SW e NW-SE (Teixeira *et al.*, 1972).

ESTAMPA I



Est. I-1: Aspecto do granodiorito-monzogranito de Lagares.



Est. I-2: Carácter levemente porfiróide, encraves microgranulares e micáceos no granodiorito-monzogranito de Lagares.



Est. I-3: Pormenor de um enclave micáceo no granodiorito-monzogranito de Lagares.

Est. I – Fotografias do granodiorito-monzogranito de Lagares.

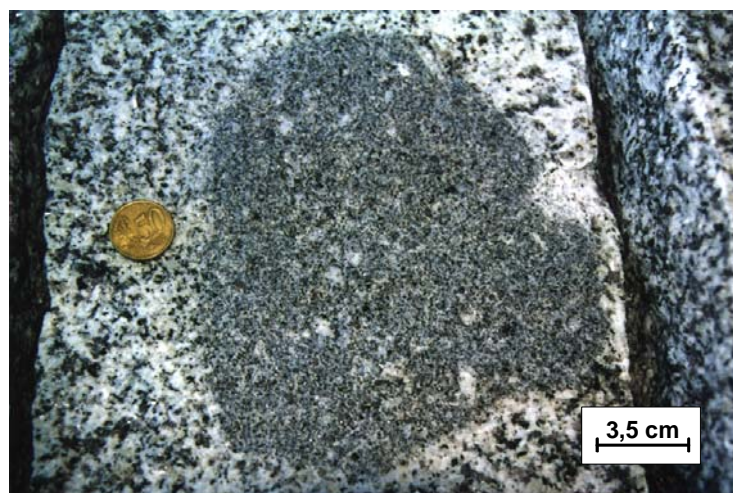
ESTAMPA II



Est. II-1: Aspecto do monzogranito de Pera Velha.



Est. II-2: Enclave micáceo no monzogranito de Pera Velha.



Est. II-3: Enclave microgranular no monzogranito de Pera Velha.

Est. II – Fotografias do monzogranito de Pera Velha.

ESTAMPA III



Est. III-1: Aspecto do monzogranito-sienogranito na parte central da área, onde ocorre um grão mais fino.



Est. III-2: Carácter mais grosseiro e francamente porfiróide do monzogranito-sienogranito no NNW da área.



Est. III-3: Encraves microgranulares e megacristais de feldspato no monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico.

Est. III – Fotografias do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves.

ESTAMPA IV



Est. IV-1: Enclave microgranular com inclusão de fenocristais de feldspato do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.



Est. IV-2: Bandado biotítico observado nas proximidades de um filão aplito-pegmatítico.



Est. IV-3: Filão aplito-pegmatítico a cortar o monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico-moscovítico de Ferreira de Aves.

Est. IV – Fotografias do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves (continuação).

CAPÍTULO 3: PETROGRAFIA

Neste capítulo, descrevem-se as principais características mineralógicas e texturais dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves. Mostra-se, na Figura 3.1, a localização das amostras estudadas. As suas composições modais são apresentadas na Tabela 3.1 e no Anexo I (Tabela I.1, I.2 e I.3).

3.1. CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA

O termo granito é aplicado em *sensu lato* a uma grande variedade de rochas ígneas plutónicas contendo quartzo, feldspato e micas. Por recomendação da Subcomissão para a Sistemática das Rochas Ígneas da União Internacional de Geociências (IUGS), as rochas magmáticas plutónicas com um índice de cor inferior a 90 ($M < 90$) podem ser classificadas, de acordo com as proporções relativas de quartzo, feldspato alcalino, plagioclase e feldspatóides, no duplo diagrama triangular QAPF (Le Bas e Streckeisen, 1991), em que:

Q = quartzo

A = feldspato alcalino, incluindo ortose, microclina, pertite, anortoclase, sanidina e albite (An_{0-5}).

P = Plagioclase (An_{5-100}).

F = Feldspatóides ou fóides (nefelina, leucite, kalisilite, sodalite, noseana, etc.)

M = máficos e minerais relacionados (e.g. micas, anfíbola, piroxena, olivina, opacos, minerais acessórios - zircão, apatite, esfena, epidoto, allanite, granada)

Neste sistema de classificação, define-se granito, em *sensu stricto*, como uma rocha plutónica em que Q varia entre 20 e 60 (%) e $P/A+P$ entre 10 e 65%.

O campo dos granitos contacta com o dos granitos com feldspato alcalino, do lado mais rico em feldspato alcalino (A) e com o dos granodioritos e dos tonalitos, do lado mais rico em plagioclase (P). Os cinco domínios constituem o grupo das rochas graníticas, *sensu lato*, que muitos autores preferem designar por granitóides para evitar ambiguidades na utilização do termo granito (*sensu stricto* / *sensu lato*).

A projecção das amostras representativas do granitóide de Lagares no diagrama QAP (Fig. 3.2) permite classificá-lo como granodiorito-monzogranito, enquanto as

amostras de Pera Velha se localizam predominantemente no campo dos monzogranitos e as de Ferreira de Aves variam de monzogranitos a sienogranitos.

Tabela 3.1 – Composições modais médias dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | Granodiorito-monzogranito biotítico-moscovítico de Lagares | | Monzogranito biotítico-moscovítico de Pera Velha | | Monzogranito- sienogranito porfiróide biotítico--moscovítico de Ferreira de Aves | |
|--------------|--|---------|--|---------|---|---------|
| | Média | D. Pad. | Média | D. Pad. | Média | D. Pad. |
| Quartzo | 38.8 | 4.8 | 35.5 | 2.7 | 34.1 | 4.6 |
| Microclina | 17.3 | 6.9 | 31.1 | 1.9 | 32.0 | 15.1 |
| Plagioclase | 21.1 | 2.9 | 25.4 | 2.4 | 21.7 | 8.0 |
| Biotite | 14.6 | 5.0 | 4.5 | 1.9 | 7.8 | 4.1 |
| Clorite | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.3 |
| Moscovite P. | 6.5 | 1.4 | 2.6 | 1.3 | 3.1 | 2.4 |
| Moscovite S. | 0.4 | 0.3 | 0.6 | 0.5 | 0.6 | 0.3 |
| Turmalina | 0.2 | 0.3 | -- | -- | 0.1 | 0.2 |
| Apatite | -- | -- | -- | -- | 0.0 | 0.1 |
| Opacos | 0.6 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 0.2 | 0.1 |
| N | 3 | | 3 | | 5 | |

Moscovite P. – moscovite primária; Moscovite S. – moscovite secundária; D.Pad – desvio-padrão; N – número de amostras;

Composições modais de M.M.Costa.

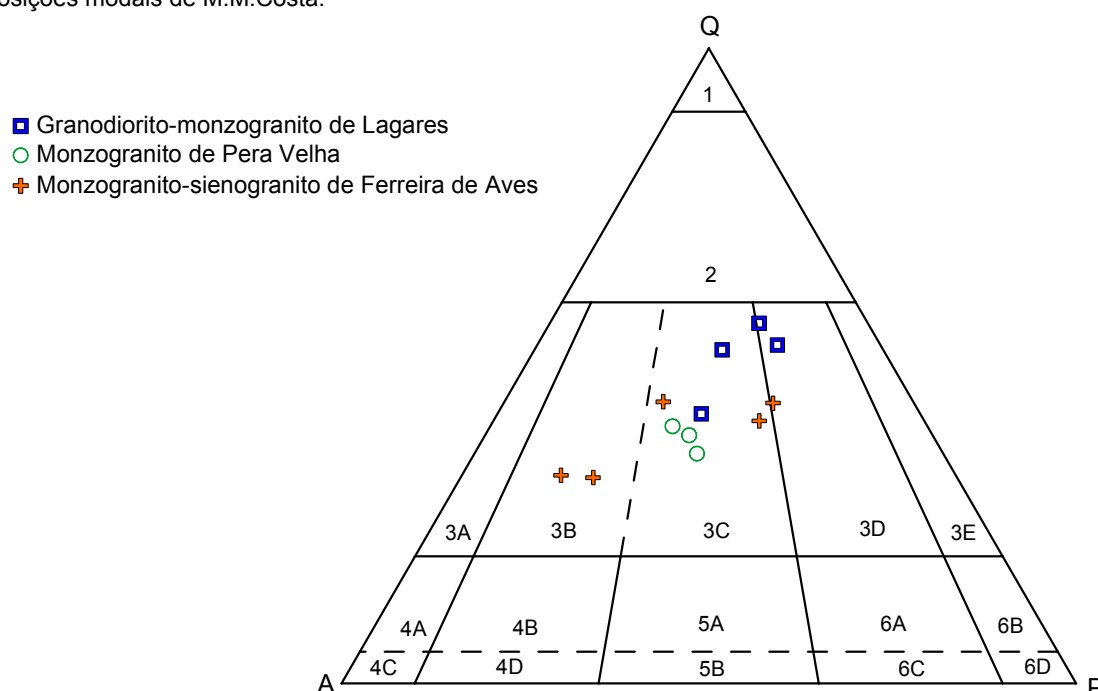


Fig. 3.2 - Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama QAP de Le Bas e Streckeisen (1991), onde Q – quartzo, A – feldspato alcalino, P – plagioclase. Campos: 1 – quartzolito; 2 – granitóide rico em quartzo; 3A – granito com feldspato alcalino; 3B – sienogranito; 3C – monzogranito; 3D – granodiorito; 3E – tonalito; 4A – quartzo-sienito com feldspatos alcalinos; 4B – quartzo-sienito; 4C – sienito com feldspato alcalino; 4D – sienito; 5A – quartzo-monzonito; 5B – monzonito; 6A – quartzo-monzodiorito/quartzo-monzogabro; 6B – quartzo-diorito/quartzo-gabro; 6C – monzodiorito/monzogabro; 6D – diorito/gabro.

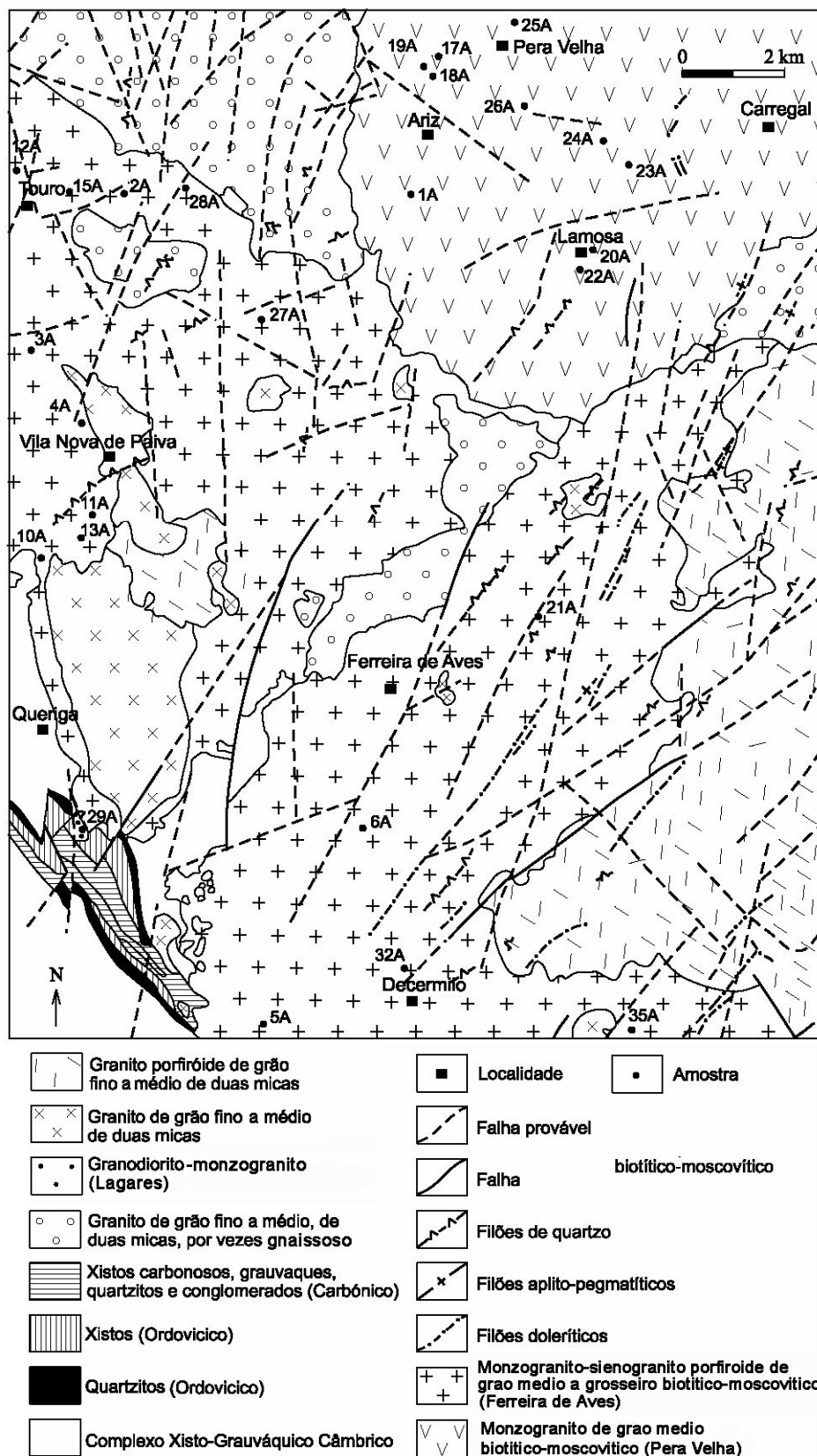


Fig. 3.1 – Mapa geológico com a localização dos pontos de amostragem do granodiorito-monzogranito de Lagares, do monzogranito de Pera Velha e do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (adaptado de Teixeira *et al.* 1972 e Ramalho e Antunes, 1992). Nas imediações da amostra 29A foram colhidas ainda as amostras 36A, 37A, 38A, 39A e 40A.

3.2. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

3.2.1. Rochas graníticas

Todos os granitóides estudados são compostos por quartzo, microclina, plagioclase, biotite, moscovite, clorite, apatite, zircão, monazite, ilmenite e rútilo. A turmalina e a pirite constituem fases acessórias comuns no granodiorito de Lagares, embora a primeira possa ocorrer também, ainda que esporadicamente, no granito de Ferreira de Aves. Apresentam textura hipidiomórfica granular seriada, caracterizada pela predominância de cristais com formas subédricas e variações graduais de tamanho de grão. As variedades porfiróides contêm fenocristais de microclina e de plagioclase.

Com base em critérios mineralógicos e texturais, o granitóide de Lagares pode ser classificado como um granodiorito-monzogranito, biotítico-moscovítico (biotite > moscovite), de grão fino, levemente porfiróide, enquanto os granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves correspondem a um monzogranito biotítico-moscovítico de grão médio e a um monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico-moscovítico, respectivamente (Tabela 3.1 e Fig. 3.2). Os encraves micáceos e microgranulares são raros no monzogranito de Pera Velha, mas estão presentes, em proporções variáveis, nos outros dois maciços.

Sintetizam-se na Tabela 3.2, as principais características petrográficas dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

Tabela 3.2 – Síntese da informação petrográfica dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

| | | 1 | | 2 | | 3 | |
|--------------------------|----------------------|---------------------|---------|-------------------|----------|---------------------|----------|
| Fenocristais | Feldspato. Potássico | Microclina | >0,75cm | ----- | | Microclina | >1,13cm |
| | Plagioclase | Oligoclase-Andesina | >0,8 cm | ----- | | Oligoclase-Andesina | >0,89cm |
| Matriz | Feldspato. Alcalino | Microclina | >0,16cm | Microclina | >0,49 cm | Microclina | >0,45 cm |
| | Plagioclase | Albite-Andesina | >0,11cm | Albite-Oligoclase | >0,25cm | Albite-Andesina | >0,21 cm |
| Plagioclase / Microclina | | 1,4 | | 0,8 | | 0,7 | |
| Biotite / Moscovite | | 3,2 | | 1,7 | | 2,6 | |
| % Turmalina | | 0,1 | | 0 | | 0,1 | |
| Opaco principal | | Ilmenite | | ilmenite | | Ilmenite | |

1 – Granodiorito-monzogranito biotítico>moscovítico de Lagares; 2 – Monzogranito biotítico>moscovítico de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico>moscovítico de Ferreira de Aves.

Em todas as amostras analisadas, o quartzo é predominantemente anédrico com extinção ondulante e pode conter inclusões de todos os outros minerais, bem como agulhas de rútilo.

A microclina ocorre quer sob a forma de fenocristais (granodiorito-monzogranito de Lagares e monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves) (Ests. V-1 e VIII-1), quer em microfenocristais (Est. VI-1) (granito de Pera Velha), quer na matriz dos três tipos de granitóides (Est. VI-3). Nos tipos porfiróides, os fenocristais têm dimensões centimétricas e tendência subédrica. A microclina da matriz forma cristais pequenos, milimétricos, anédricos e intersticiais. Em ambos os casos, a microclina exibe a macla em xadrez com nitidez variável, e pontualmente também a macla de Carlsbad. É geralmente micropertítica com vénulas de albite e inclui poiquiliticamente quartzo (Ests. V-1 e VI-1), plagioclase (Ests. VI-1 e VIII-1), biotite e moscovite. No granito de Pera Velha, são visíveis localmente aspectos de micropegmatite na microclina da matriz.

A plagioclase constitui cristais dominantemente subédricos, zonados e de dimensões variáveis. A sua composição varia de oligoclase-andesina, nos granitóides de Lagares e de Ferreira de Aves, a albite-oligoclase, no granito de Pera Velha (Tabela 3.2). Apresenta a macla polissintética, por vezes em conjunto com a de Carlsbad, quer ocorra como fenocristais (Est. V-2), quer na matriz (Ests. VI-2 e VIII-2). Tanto os fenocristais como os cristais da matriz possuem frequentemente inclusões de quartzo e de biotite e, no caso do granodiorito-monzogranito de Lagares, também de ilmenite. No monzogranito de Pera Velha e no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, é possível observar intercrescimentos entre plagioclase e quartzo vermiculares (mirmequites) nos contactos entre os cristais de feldspato potássico e plagioclase (Ests. VI-4 e VIII-3), e ainda aspectos de microclinização da plagioclase da matriz (Est. VIII-4). A alteração da plagioclase tende a ser mais acentuada nos núcleos dos cristais zonados e manifesta-se pela ocorrência de palhetas e pequenos cristais de moscovite secundária.

A biotite é a fase máfica principal nos três granitóides. Tem hábito subédrico e pleocroísmo, de γ e β castanho avermelhado a α castanho claro. Apresenta inclusões de zircão, monazite, apatite, ilmenite, e ainda de pirite no granodiorito-monzogranito de Lagares (Est. V-3). No monzogranito de Pera Velha e no monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves, observam-se, esporadicamente, grãos anédricos de feldspato potássico no interior da biotite que se dispõem, por vezes, ao longo dos planos de clivagem. A biotite está frequentemente intercrescida com a moscovite (Ests. V-4, VII-1 e IX-1) e mostra pontualmente indícios de deformação (planos de clivagem ligeiramente flectidos) (Est. V-3) e cloritização (Est. VII-2).

Os cristais de moscovite primária são geralmente subédricos, ocorrem frequentemente intercrescidos com a biotite (Ests. V-4, VII-1 e IX-1) e contêm inclusões de zircão, quartzo, monazite, apatite e ilmenite.

A moscovite secundária aparece como produto de alteração da plagioclase. Constitui palhetas e pequenos cristais que substituem a plagioclase, dispondo-se aleatoriamente no seu interior (Est. VII-4).

A clorite é anédrica a subédrica, pleocróica de γ e β verde a α verde-claro (Ests. VII-3 e IX-4) e resulta da alteração da biotite (Est. IX-2). Pode estar associada a moscovite primária (Ests. VII-3 e IX-4) e inclui zircão ou monazite e ilmenite. Apresenta exsoluções de rútilo.

A turmalina foi encontrada no granodiorito-monzogranito de Lagares e no monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves. No primeiro, apresenta forma anédrica a subédrica, pleocroísmo forte (ω – castanho claro com uma coloração azul no centro e ε - incolor), e pode conter inclusões de ilmenite. No segundo, a turmalina é anédrica, pleocróica de ω – castanho claro a ε – incolor e inclui zircão, quartzo e ilmenite (Est. IX-3). A turmalina substitui geralmente as micas e é uma das últimas fases minerais a cristalizar.

A ilmenite é subédrica e está normalmente presente em inclusões na biotite e na clorite (Ests. V-3 e IX-2).

A pirite, subédrica, foi observada unicamente no granodiorito-monzogranito de Lagares, como constituinte da matriz (Est. X-3).

3.2.2. Encraves

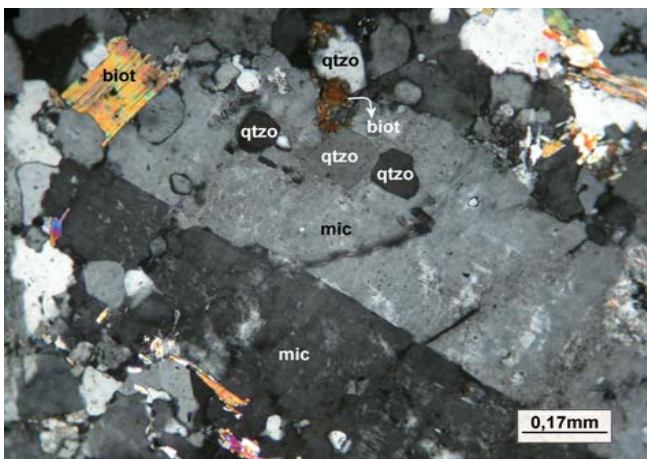
O granodiorito-monzogranito de Lagares e o monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves contêm encraves microgranulares e micáceos abundantes. Embora o estudo dos encraves esteja fora do âmbito deste trabalho, algumas das lâminas delgadas estudadas apresentam encraves de reduzidas dimensões de ambos os tipos, o que permitiu fazer uma descrição destas rochas.

Os encraves micáceos do granodiorito-monzogranito de Lagares são constituídos essencialmente por agregados de pequenos cristais de moscovite envolvidos por biotite. No interior dos agregados pode ocorrer turmalina e ilmenite (Ests. X-1 e X-2). A turmalina é anédrica a subédrica, com pleocroísmo acentuado (ω – castanho claro com coloração azul no centro e ε - incolor), e inclusões de ilmenite (Est. X-1). As micas brancas parecem definir uma foliação o que sugere uma origem metassedimentar para estes encraves.

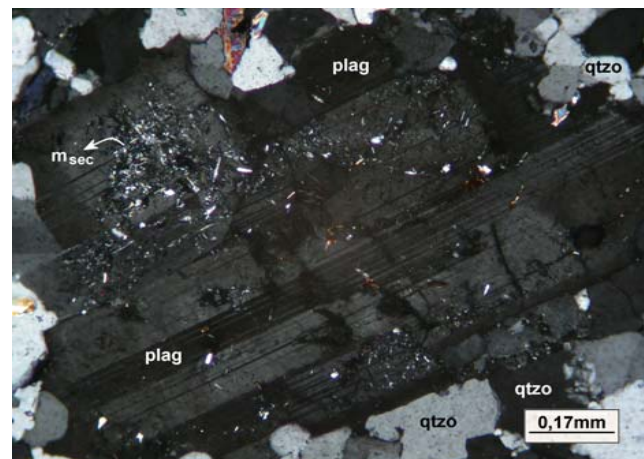
Noutra amostra do granodiorito-monzogranito de Lagares observou-se um enclave microgranular rico em biotite, de grão fino e forma alongada, contendo quartzo, plagioclase e biotite como constituintes essenciais e moscovite, quartzo, apatite e ilmenite em proporções subordinadas (Ests. X-3 e X-4).

Os enclaves microgranulares do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves são compostos por quartzo, plagioclase, biotite, moscovite e ilmenite (Est. XI-1), exibem uma textura hipidiomórfica granular e têm grão fino.

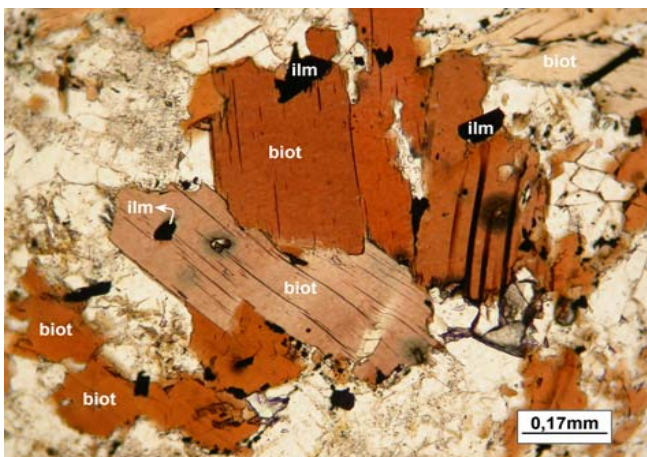
Nos enclaves microgranulares dos dois granitóides, o quartzo ocorre em cristais predominantemente anédricos (Est. XI-2). A plagioclase é anédrica a subédrica e exhibe macla polissintética. A biotite é subédrica e pleocróica, de γ e β castanho avermelhado a α castanho claro no enclave máfico do granodiorito-monzogranito de Lagares (Est. X-4), e de γ e β castanho a α castanho claro no do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (Ests. XI-2 e XI-3). Inclui quartzo, zircão, monazite e ilmenite. A moscovite é subédrica e ocorre predominantemente na forma de palhetas e intercrescida com a biotite (Est. XI-3). Apresenta inclusões de quartzo e ilmenite (Est. XI-1).



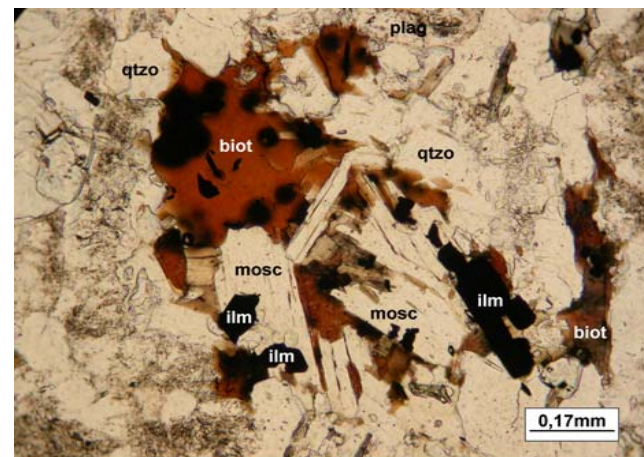
Est. V-1: Fenocristal de microclina (mic) micropertítica com inclusões de quartzo (qtzo) e biotite (biot).



Est. V-2: Xenocristal de plagioclase (plag) com ligeira moscovitização secundária (m_{sec}).



Est. V-3: Biotite (biot) com planos de clivagem ligeiramente flectidos. Inclusões de ilmenite (ilm).

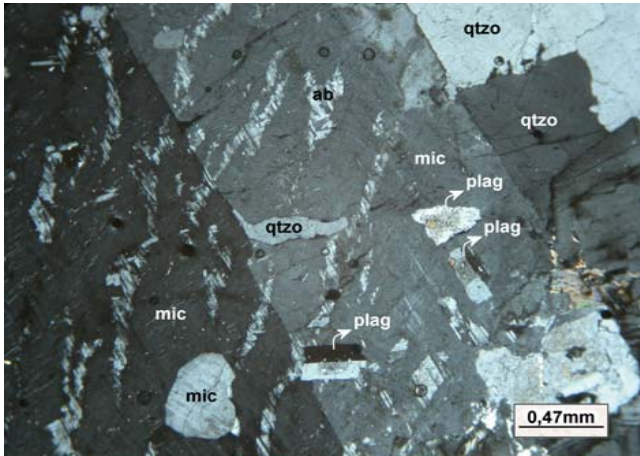


Est. V-4: Intercrescimento de biotite (biot) e moscovite (mosc)

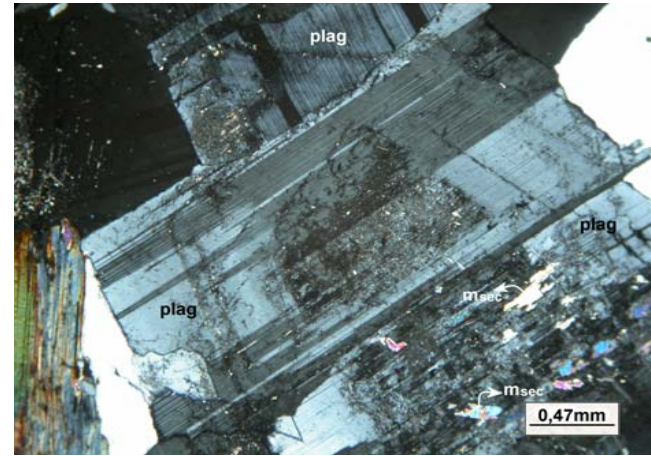
Est. V – Microfotografias do granodiorito-monzogranito de Lagares.

ESTAMPA V

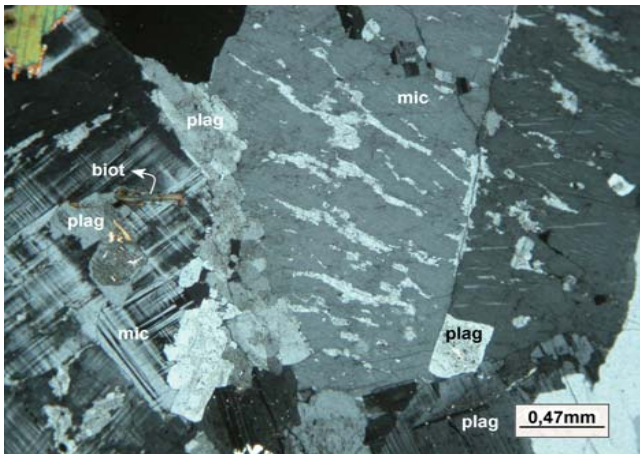
ESTAMPA VI



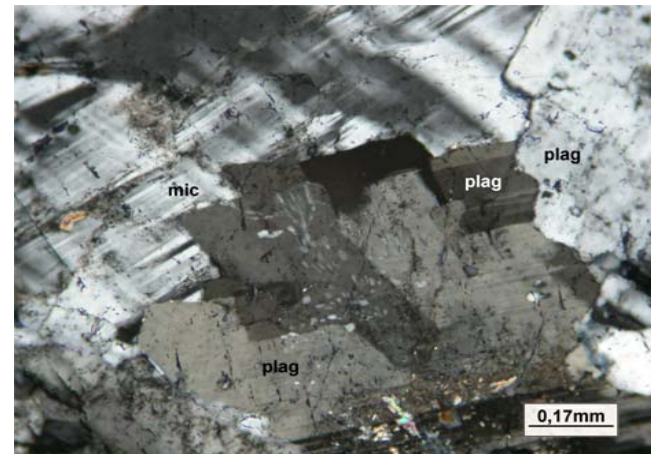
Est. VI-1: Microxenocristal de microclina (mic) micropertítica, com inclusões de quartzo (qtzo), microclina (mic) e plagioclase (plag).



Est.VI-2: Plagioclase (plag) da matriz com ligeira moscovitização secundária (m_{sec}).

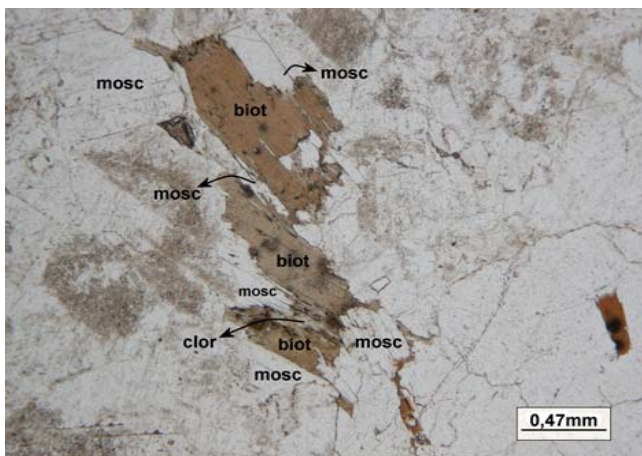


Est. VI-3: Dois cristais de microclina (mic) da matriz com inclusões de plagioclase (plag) e biotite (biot).

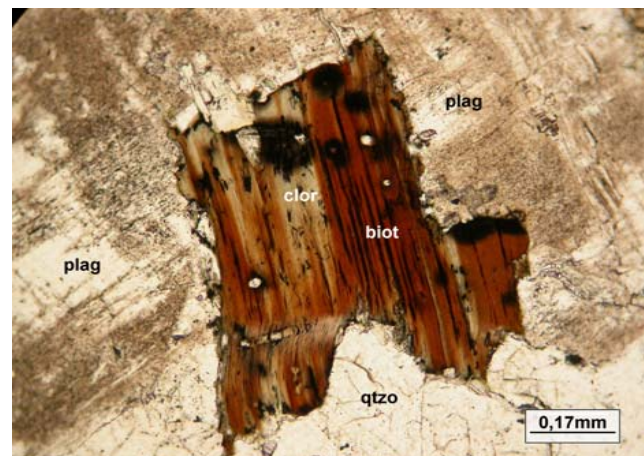


Est. VI-4: Mirmequite no bordo de um cristal de plagioclase (plag) contíguo a um cristal de microclina (mic).

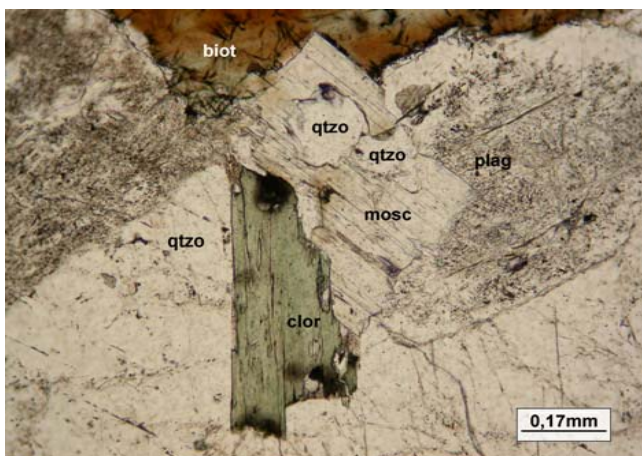
Est. VI – Microfotografias do monzogranito de Pera Velha.



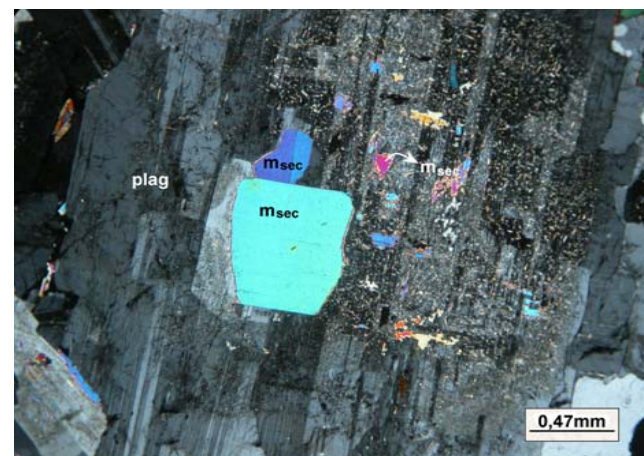
Est. VII-1: Biotite (biot) intercrescida com moscovite (mosc) e localmente alterada para clorite (clor).



Est. VII-2: Biotite (biot) cloritizada evidenciando deformação pela flexão das clivagens. clor – clorite, qtzo – quartzo.



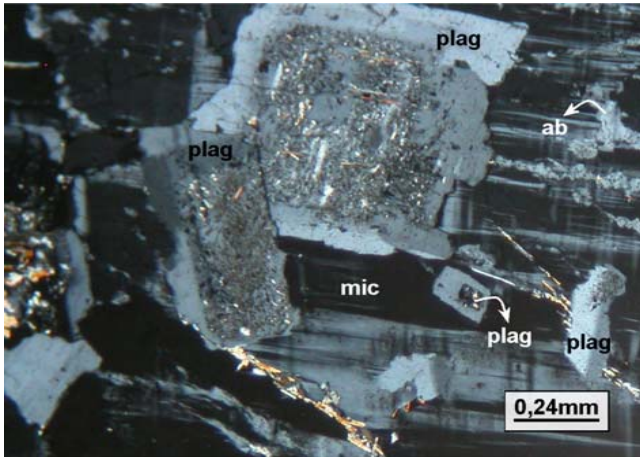
Est. VII-3: Moscovite (mosc) com inclusões de quartzo (qtzo), associada a clorite (clor).



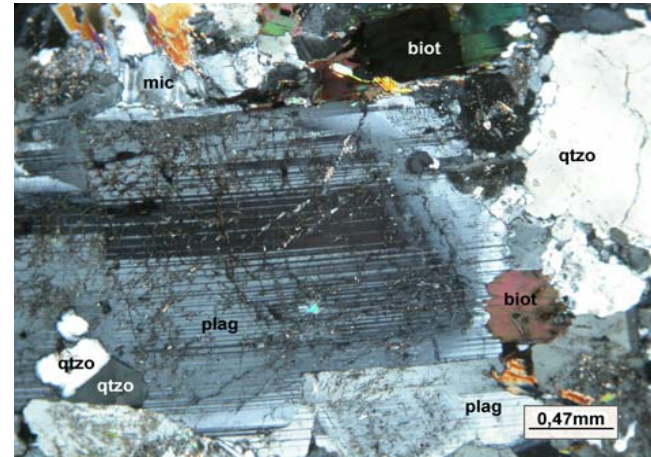
Est. VII-4: Pormenor da moscovite secundária (m_{sec}) resultante da alteração de um cristal de plagioclase (plag) da matriz.

Est. VII – Microfotografias do monzogranito de Pera Velha (continuação).

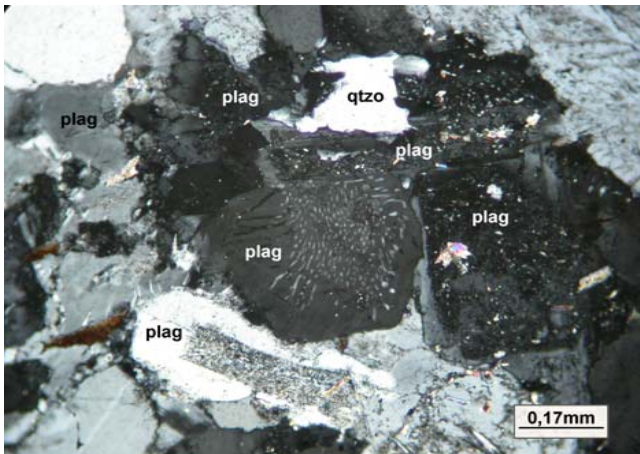
ESTAMPA VIII



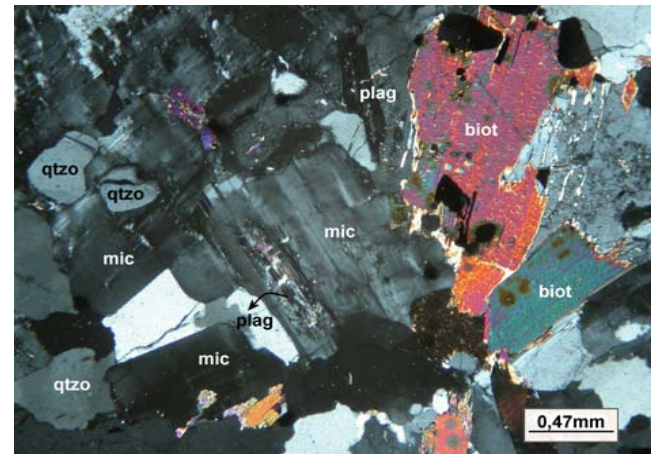
Est. VIII-1: Xenocrystal de microclina (mic) com inclusões de plagioclase (plag). ab – albite.



Est. VIII-2: Plagioclase (plag) zonada da matriz. biot – biotite.

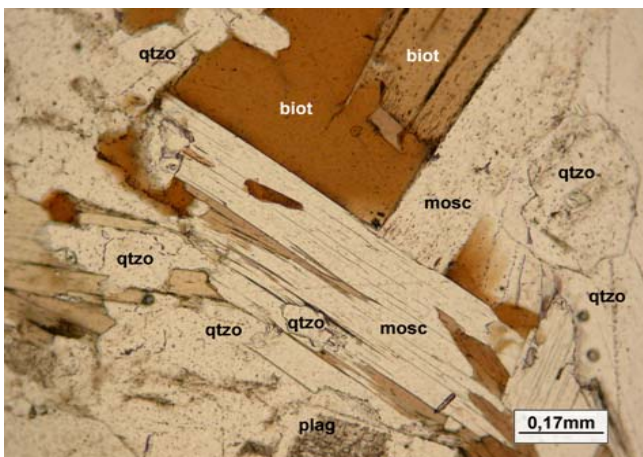


Est. VIII-3: Mirmequite em cristal de plagioclase (plag) da matriz. qtzo – quartzo.

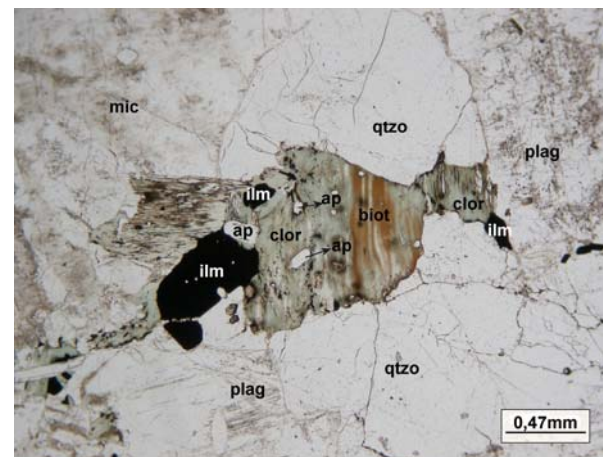


Est. VIII-4: Aspecto de microclinização da plagioclase (plag) da matriz. mic – microclina, biot – biotite, qtzo – quartzo.

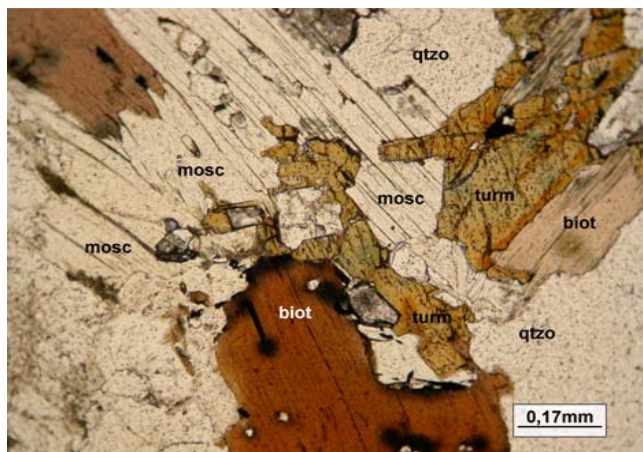
Est. VIII – Microfotografias do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.



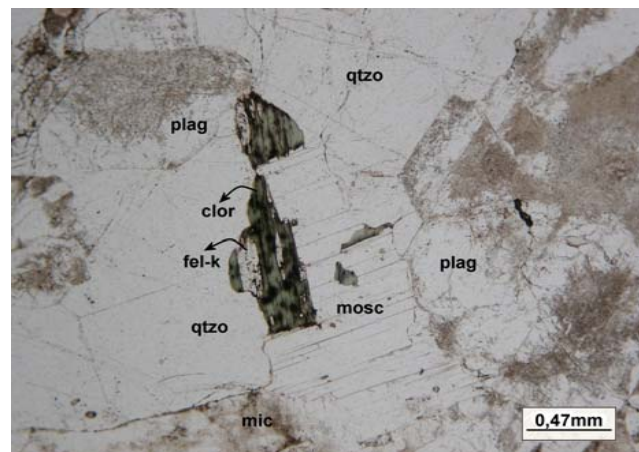
Est. IX-1: Intercrescimento de cristais de biotite (biot) e moscovite (mosc).



Est. IX-2: Biotite (biot) evidenciando quase total cloritização. clor – clorite, ap – apatite, ilm – ilmenite.

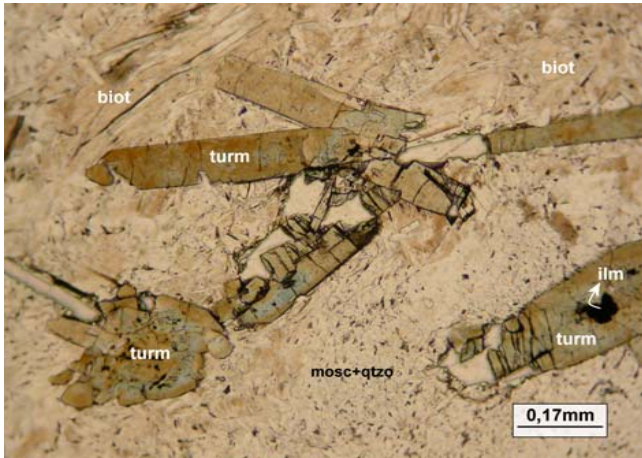


Est. IX-3: Turmalina (turm), com inclusão de zircão, rodeando e substituindo a biotite (biot).

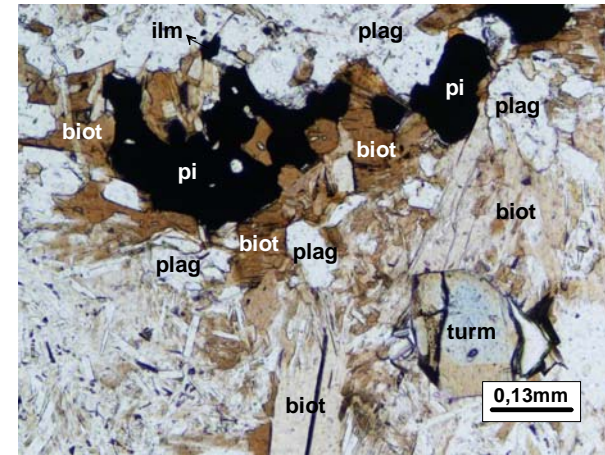


Est. IX-4: Clorite (clor) com feldspato potássico (fel-k) ao longo das clivagens.

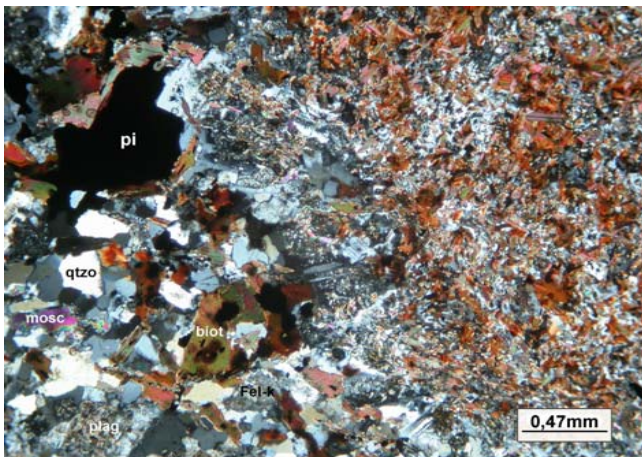
Est. IX – Microfotografias do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (continuação).



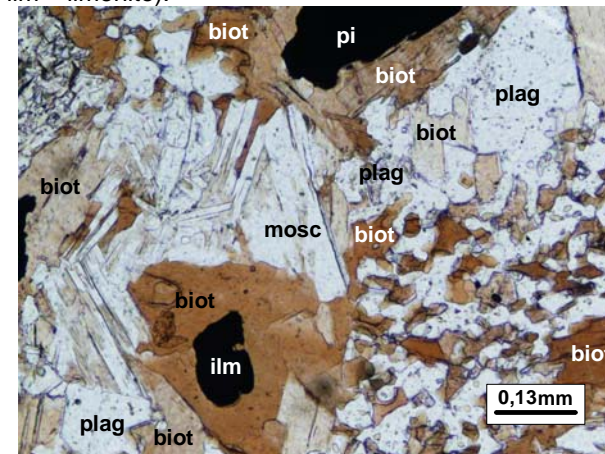
Est. X-1: Turmalinas (turm) com inclusão de ilmenite (ilm), num encrave micáceo.



Est. X-2: Ocorrência de turmalina (turm) e pirite (pi) num encrave micáceo (plag – plagioclase; biot – biotite; ilm – ilmenite).



Est. X-3: Contraste entre o granodiorito-monzogranito de Lagares e um encrave microgranular (pi – pirite).

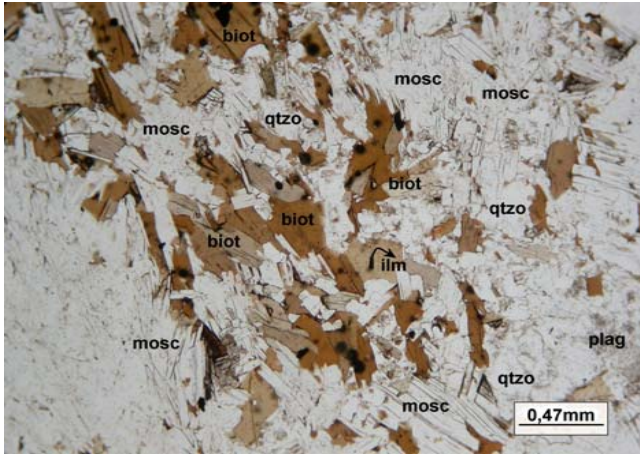


Est.X-4: Intercrescimentos de biotite e moscovite num encrave microgranular (plag – plagioclase; biot – biotite; mosc – moscovite; ilm – ilmenite; pi – pirite).

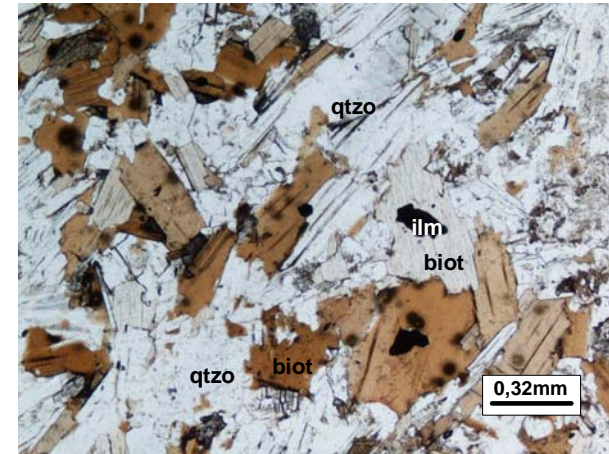
Est. X – Microfotografias dos encraves micáceos e microgranulares observados no granodiorito-monzogranito de Lagares.

ESTAMPA X

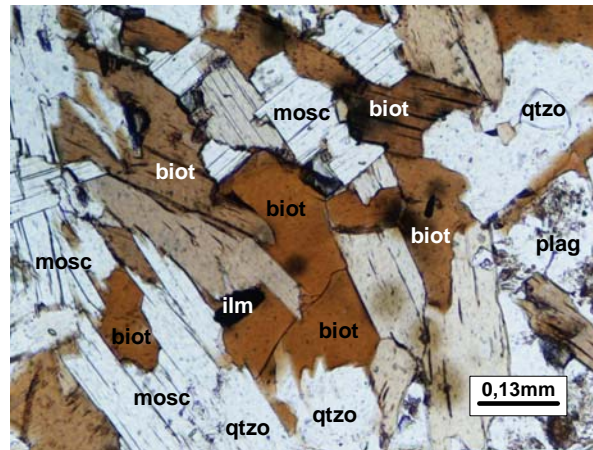
ESTAMPA XI



Est. XI-1: Aspecto do encrave microgranular.



Est. XI-2: Inclusões de ilmenite na biotite do encrave microgranular (qtzo – quartzo; biot – biotite; ilm – ilmenite)



Est. XI-3: Intercrescimentos de biotite (biot) e moscovite (mosc). Ocorrência de quartzo (qtzo) como inclusão em biotite (plag – plagioclase).

Est. XI – Microfotografias dos encaves microgranulares observados no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

CAPÍTULO 4: MÉTODOS ANALÍTICOS

4.1. DETERMINAÇÃO DE ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TERRAS RARAS DE ROCHAS E ELEMENTOS MAIORES DE MINERAIS

Foram colhidas 33 amostras não alteradas dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, as quais foram reduzidas, utilizando um método não contaminante, a uma fracção de granulometria inferior a 200 *mesh*, da qual foi retirada uma amostra média representativa.

Os elementos maiores das amostras foram determinados por ICP-AES (*Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry*) e os elementos menores e terras raras por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*), nos *Activation Laboratories*, no Canadá. O limite de detecção é de 0,01% para todos os elementos maiores e perda ao rubro, à excepção de Ti e Mn para os quais este limite é de 0,001%. O erro analítico é, para todos os elementos, inferior a 4%. A precisão e rigor da determinação dos elementos menores, traço e terras raras, bem como os limites de detecção, são apresentados na Tabela 4.1. Os padrões utilizados na análise dos elementos maiores e menores são apresentados nas Tabelas 4.2 e 4.3, respectivamente.

O FeO foi determinado por titulação com KMnO_4 , com uma precisão de $\pm 1\%$, o Li por Absorção Atómica, e o F por eléctrodo selectivo, ambos com precisão aproximada de 2%, no Departamento de Ciências da Terra, da Universidade de Coimbra.

Os elementos maiores dos minerais foram determinados utilizando a microsonda electrónica *CAMECA CAMEBAX*, no Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro, em S. Mamede de Infesta. A metalização das lâminas foi feita com um fio de grafite. As análises ocorreram sob uma corrente de 20 nA e voltagem de 15 volts. Os padrões utilizados na obtenção das análises dos silicatos foram, a apatite (F-K α , Ca-K α), a ortoclase (Al-K α , Si-K α e K-K α), a albite (Na-K α), o Cr_2O_3 (Cr-K α), o Fe_2O_3 (Fe-K α), e o MnTiO_3 (Mn-K α e Ti-K α), sendo estes três últimos, ligas metálicas. Na determinação dos óxidos foram usadas as ligas metálicas de Cr_2O_3 (Cr-K α), Fe_2O_3 (Fe-K α) e MnTiO_3 (Mn-K α e Ti-K α), bem como a cassiterite (Sn-L α), e ligas puras de Nb (L α), W (M α), Ta (M α) e Bi (M α), como padrões destes mesmos elementos.

Tabela 4.1 – Precisão, rigor e limites de detecção da determinação por ICP-MS dos elementos menores, traço e terras raras

| | Padrão MRG-1 | | Padrão W2 | | Limite de detecção |
|----|--------------|-----------|--------------|-----------|--------------------|
| | Precisão (%) | Rigor (%) | Precisão (%) | Rigor (%) | |
| V | 6 | -2 | 6 | -1.5 | 5 |
| Cr | 6 | 3 | 9 | -4 | 10 |
| Co | 6 | -2 | 6 | -1.7 | 0.5 |
| Ni | 13 | -4 | 21 | -1.6 | 10 |
| Cu | 12 | -5 | 9 | 3 | 10 |
| Zn | 16 | -3 | 18 | -4 | 10 |
| Ga | 7 | 8 | 7 | -11 | 1 |
| Ge | 25 | 41 | 18 | 44 | 1 |
| As | 0 | 0.0 | -35 | -480 | 5 |
| Rb | 10 | -12 | 7 | 1.6 | 0.5 |
| Sr | 6 | 0.1 | 5 | -1.1 | 0.1 |
| Y | 6 | -6 | 6 | -9 | 1 |
| Zr | 9 | -8 | 9 | -2 | 0.5 |
| Nb | 11 | -1.0 | 13 | -10 | 1 |
| Sn | 18 | -0.5 | 41 | | 1 |
| Sb | 35 | -24 | 24 | 7 | 0.1 |
| Cs | 19 | 10 | 11 | -8 | 0.5 |
| Ba | 11 | -19 | 7 | -6 | 1 |
| La | 8 | -3 | 7 | -4 | 0.1 |
| Ce | 8 | 1.9 | 7 | -1.9 | 0.1 |
| Pr | 10 | 6 | 10 | -148 | 0.05 |
| Nd | 6 | -3 | 6 | -7 | 0.1 |
| Sm | 5 | 4 | 5 | 3 | 0.1 |
| Eu | 6 | 3 | 5 | -0.4 | 0.05 |
| Gd | 8 | -0.1 | 8 | -2 | 0.1 |
| Tb | 6 | 18 | 6 | 2 | 0.1 |
| Dy | 5 | 3 | 4 | 1.2 | 0.1 |
| Ho | 4 | 2 | 4 | 2 | 0.1 |
| Er | 6 | 13 | 5 | -9 | 0.1 |
| Tm | 8 | 33 | 7 | -9 | 0.05 |
| Yb | 11 | 35 | 5 | 2 | 0.1 |
| Lu | 8 | -5 | 5 | -5 | 0.04 |
| Hf | 6 | 0.6 | 10 | -1.5 | 0.2 |
| Ta | 10 | 5 | 9 | -6 | 0.05 |
| W | 146 | 66 | 72 | 14 | 0.5 |
| Pb | 39 | -21 | 33 | 9 | 5 |
| Bi | 90 | 86 | 275 | 82 | 0.2 |
| Th | 17 | -4 | 7 | 4 | 0.1 |
| U | 20 | 18 | 12 | -0.5 | 0.1 |

* Dados fornecidos pelo *Activation Laboratories*.Precisão (*precision*); Rigor (*accuracy*)

Tabela 4.2 – Padrões utilizados na determinação dos elementos maiores, em peso %, dos granitóides

| | GBW 07113 | |
|----------------------------------|--------------------|--------------|
| | Valor certificado* | Valor obtido |
| SiO ₂ | 72.78 | 72.75 |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.28 |
| Al ₂ O ₃ | 12.96 | 12.85 |
| Fe ₂ O ₃ T | 3.21 | 3.17 |
| MnO | 0.140 | 0.137 |
| MgO | 0.16 | 0.14 |
| CaO | 0.59 | 0.59 |
| Na ₂ O | 2.57 | 2.53 |
| K ₂ O | 5.43 | 5.48 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.05 |

* NRCCRM – National Research Center for CRM'S

Tabela 4.3 – Padrões utilizados na determinação dos elementos menores, traço e terras raras, em ppm, dos granitóides

| W2 | | | | | |
|----|--------------------|--------------|----|--------------------|--------------|
| | Valor certificado* | Valor obtido | | Valor certificado* | Valor obtido |
| V | 262 | 258 | Ce | 24 | 24 |
| Cr | 93 | 88 | Pr | 5.9 | 3.0 |
| Co | 44 | 43 | Nd | 14 | 13 |
| Ni | 70 | 68 | Sm | 3.25 | 3.33 |
| Cu | 103 | 107 | Eu | 1.1 | 1.2 |
| Zn | 77 | 78 | Gd | 3.6 | 3.7 |
| Ga | 20 | 19 | Tb | 0.63 | 0.71 |
| Ge | 1.0 | 1.51 | Dy | 3.8 | 3.9 |
| As | 1.24 | -5.00 | Ho | 0.76 | 0.78 |
| Rb | 20 | 20 | Er | 2.5 | 2.4 |
| Sr | 194 | 192 | Tm | 0.38 | 0.35 |
| Y | 24 | 22 | Yb | 2.05 | 2.13 |
| Zr | 94 | 88 | Lu | 0.33 | 0.30 |
| Nb | 7.9 | 7.17 | Hf | 2.56 | 2.56 |
| Mo | 0.6 | -2.00 | Ta | 0.5 | 0.5 |
| Ag | 0.046 | -0.500 | W | 0.3 | -0.5 |
| In | | -0.1 | Tl | 0.2 | 0.1 |
| Sn | | 1.87 | Pb | 9.3 | 11.8 |
| Sb | 0.79 | 0.84 | Bi | 0.03 | -0.10 |
| Cs | 0.99 | 0.89 | Th | 2.2 | 2.1 |
| Ba | 182 | 185 | U | 0.53 | 0.53 |
| La | 11.4 | 11.0 | | | |

Govindajaru (1994)

4.2. ANÁLISES ISOTÓPICAS

4.2.1. Rb-Sr e Sm-Nd

Os dados isotópicos para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro. A preparação química foi realizada na sala limpa, classe 100, deste laboratório, e a metodologia adoptada é apresentada em seguida.

PREPARAÇÃO QUÍMICA

A preparação química das amostras, tanto para análise Rb-Sr como Sm-Nd, compreende, em primeiro lugar a digestão química das amostras, e em segundo a separação dos elementos pretendidos.

O material utilizado foi descontaminado com ácido nítrico a 50% e água ultrapura, Milli Q (Millipore, Bedford, MA, EUA). Os ácidos utilizados no processo são purificados: HNO₃ e HF ultrapuros, e HCl, purificado por bi-distilação, *sub-boiling*, em destilador de quartzo.

O ataque das amostras para Rb-Sr e Sm-Nd foi efectuado de forma diferente. Para as primeiras o ataque foi realizado em recipientes de *teflon*, para as segundas em recipientes de digestão (*bombas*) metálicos. Em ambos os casos a massa de amostra utilizada nunca excedeu os 0,05 g. Durante a pesagem, no caso da amostra 22A, em que se pretendeu determinar a concentração de Rb e Sr por diluição isotópica, calculou-se a massa de amostra a pesar em função das características do *spike*, combinado Rb-Sr, a usar.

Para as análises no sistema Rb-Sr, a digestão química foi feita, numa primeira fase, pela adição de uma mistura de 1ml HNO₃ e 4ml de HF (concentrados) à amostra, que foi ao aparelho de ultrassons, aproximadamente durante uma hora sendo, seguidamente, evaporada. Na segunda fase, adicionou-se ao resíduo da evaporação uma nova dose de ácidos idêntica à utilizada na fase anterior. As amostras ficaram fechadas, a 100°C, durante 3 dias. Ao fim deste tempo levaram-se à evaporação total e posteriormente adicionaram-se de 10 ml de HCl 6N, solução na qual ficaram de um dia para o outro. Com a evaporação do HCL 6N terminou a digestão química.

O ataque em bombas de digestão (*Parr Instrument Company, Illinois, EUA*), utilizado nas amostras para determinação das razões de Nd, proporciona uma digestão

da estrutura cristalina a alta pressão e temperatura, o que a torna mais eficaz, e é uma vantagem na análise neste sistema isotópico. Assim, após a pesagem, adicionou-se à amostra dentro da bomba, 2ml HF e 1ml HNO₃, ambos concentrados. Esta, depois de bem fechada foi à estufa, durante três dias, a 180-200°C. Após este tempo, a amostra foi aberta para evaporação total dos ácidos, seguida à qual foram adicionados, aproximadamente, 10ml de HCl 6N. A amostra permaneceu em ácido clorídrico de um dia para o outro, e foi depois evaporada.

A separação dos elementos foi realizada em colunas de cromatografia iónica. Numa primeira etapa as amostras foram dissolvidas em HCl 2,5N, e introduzidas em colunas de quartzo, preenchidas com resina *BIORAD*, de granulometria 200-400#, com o objectivo de separar os elementos Rb e Sr e as terras raras (indiferenciadamente) – colunas primárias. A separação faz-se adicionando volumes de ácidos estipulados, de concentrações diferentes, até à individualização de cada elemento. O produto desta separação foi evaporado para posterior análise no espectrómetro ou, no caso das amostras para determinação de Nd, para prossecução do processo de individualização deste elemento.

A individualização do Nd parte das terras raras individualizadas nas colunas primárias. Estas são passadas em colunas de menor dimensão e preenchidas com uma resina de granulometria mais fina – colunas secundárias. A separação faz-se de forma semelhante à das colunas primárias, mas com ácidos de concentração mais baixa. O volume de ácido recolhido correspondente à separação do Nd, foi totalmente evaporado.

Um esquema do método utilizado na preparação química das amostras para análise nos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd é apresentado na Figura 4.1.

ANÁLISE POR ESPECTROMETRIA DE MASSA

As amostras foram analisadas num espectrómetro de massa de ionização térmica de fonte sólida, *VG SECTOR 54*, equipado com seis colectores móveis e um central fixo. A referência utilizada nas análises de Sr foi o padrão internacional NBS 987, obtendo-se o valor de 0,710263(10) para um grau de confiança de 95%, em 8 medições. Os dados foram normalizados para o valor de ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr de 0,1194 (Dickin, 1997).

Os dados de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd nas amostras foram corrigidos segundo a lei de fraccionamento exponencial para os valores ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0,7219 e normalizados para o padrão de La Jolla (Lugmair e Carlson, 1978). Foi também analisado o padrão JNdi-1

($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115 \pm 7$, Tanaka *et al.*, 2000), obtendo-se $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512114(2)$, para um grau de confiança de 95%, em 27 medições.

Os valores das concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd, usados para o cálculo das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram determinados por ICP-MS, nos *Activation Laboratories* (Tabelas 4.1 e 4.3).

A isócrona foi calculada usando o programa informático *ISOPLOT* versão 3.00 (Ludwig, 2003), que calcula a recta de regressão com base no método dos mínimos quadrados.

4.2.2. K-Ar

Os dados isotópicos K-Ar foram obtidos nos *Activation Laboratories*, no Canadá, em dois concentrados de biotite e um de moscovite, na fracção de 80#, purificados por líquidos densos, após passagem num separador magnético *Frantz*, nos Laboratórios do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. A concentração de K foi determinada por ICP, e a análise do Ar, foi realizada por diluição isotópica num espectrómetro de massa de gases nobres, após removido o argón atmosférico assumindo que todo o ^{36}Ar é proveniente do ar.

4.2.3. Isótopos de oxigénio

Foram analisadas seis amostras de rocha total, duas de cada um dos granitóides, para determinação de isótopos de oxigénio. Estes dados foram obtidos no Departamento de Ciências da Terra, da Universidade de Western Ontário, no Canadá. A extracção do oxigénio foi feita com ClF_3 , e os resultados são dados na forma de notação δ , relativamente ao padrão V-SMOW. Foi utilizado o padrão NBS-30 para o qual foi obtido, em média, $\delta^{18}\text{O} = 5,04$, sendo o valor de referência 5,10 (Hoefs, 1997).

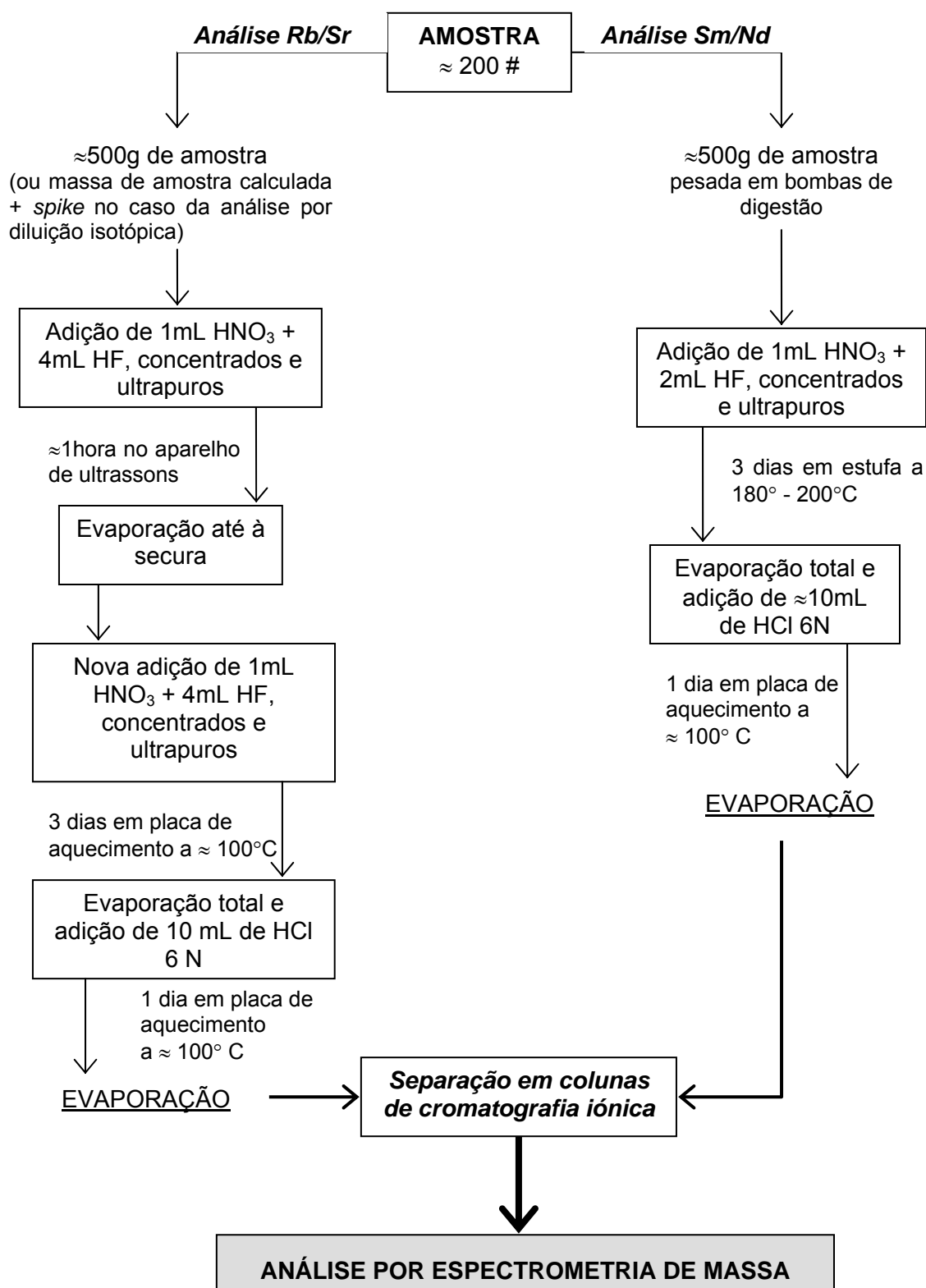


Fig. 4.1 – Síntese esquemática da preparação química das amostras que antecede a análise isotópica por espectrometria de massa.

CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Este capítulo centrar-se-á na caracterização geoquímica macro e oligoelementar dos granitóides dos Maciços de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves. Para tal, analisaram-se amostras representativas dos três tipos de granitóides. As amostras foram colhidas durante as campanhas de amostragem realizadas no âmbito deste trabalho.

As composições químicas e elementos menores das amostras estudadas são apresentados no Anexo II e as terras raras no Anexo III. Os valores médios das composições químicas e elementos menores, bem como das terras raras são dados nas Tabelas 5.1 e 5.2. Os resultados do cálculo das normas C.I.P.W são dados no Anexo IV.

5.1. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICO-MINERALÓGICAS

La Roche e Leterrier (1973) e La Roche *et al.* (1980) publicaram uma série de diagramas para classificar as rochas ígneas plutónicas. Neste sistema de classificação, recalculam-se as composições macroelementares para proporções milicatiónicas e determinam-se os parâmetros R_1 e R_2 por aplicação das seguintes equações:

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = Al + 2Mg + 6Ca$$

Embora o significado dos parâmetros usados em ordenada e abcissa nos diagramas R_1 - R_2 não seja imediato, verifica-se que R_1 reflecte o grau de saturação em sílica, enquanto o valor de R_2 , em conjugação com o de R_1 , traduzem as mudanças de composição dos feldspatos e de conteúdo em minerais máficos (Rollinson, 1995).

No diagrama R_1 - R_2 (Fig. 5.1), as amostras do granodiorito-monzogranito de Lagares projectam-se no campo dos monzogranitos, enquanto as do monzogranito de Pera Velha se localizam no domínio dos sienogranitos, e as do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves se distribuem pelos campos dos monzogranitos e dos sienogranitos.

As diferenças entre este sistema de classificação e a classificação modal apresentada no capítulo 3 são pouco significativas. No caso do granodiorito-monzogranito de Lagares, poderão resultar da subestimação dos teores em feldspato alcalino durante a contagem de pontos, devido à fina granulometria da rocha. Por outro

lado, é provável que as diferenças observadas para o monzogranito de Pera Velha reflectam a impossibilidade de contar a albite com teores de An inferiores a 5 % como feldspato alcalino, já que esta não se distingue petrográficamente da plagioclase com composições menos sódicas (An > 5%).

Tabela 5.1 – Composição química média em elementos maiores, em % peso, e menores, em ppm, dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

| | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 69.00 | 73.65 | 71.06 |
| TiO ₂ | 0.66 | 0.19 | 0.44 |
| Al ₂ O ₃ | 15.07 | 13.99 | 14.47 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.71 | 0.30 | 0.49 |
| FeO | 2.54 | 1.22 | 1.96 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| MgO | 0.98 | 0.38 | 0.74 |
| CaO | 1.48 | 0.94 | 1.30 |
| Na ₂ O | 2.63 | 3.61 | 3.04 |
| K ₂ O | 5.34 | 4.61 | 4.91 |
| P ₂ O ₅ | 0.37 | 0.15 | 0.31 |
| LOI | 1.10 | 0.74 | 0.95 |
| <i>Total</i> | 99.92 | 99.81 | 99.72 |
| F | 2225 | 1491 | 2024 |
| Li | 362 | 226 | 184 |
| V | 34 | 7 | 18 |
| Cr | 26 | * | 6 |
| Co | 6 | 1 | 4 |
| Ni | * | 4 | 5 |
| Cu | 6 | 1 | 3 |
| Zn | 101 | 23 | 54 |
| Ga | 23 | 22 | 24 |
| Ge | 1 | 1 | 2 |
| As | 9 | 3 | 3 |
| Rb | 329 | 307 | 334 |
| Sr | 187 | 66 | 144 |
| Ba | 727 | 350 | 440 |
| Y | 25 | 19 | 29 |
| Zr | 254 | 117 | 183 |
| Nb | 16.69 | 16 | 17 |
| Sn | 9 | 22 | 13 |
| Sb | 0.37 | * | * |
| Cs | 47 | 31 | 25 |
| Hf | 7 | 4 | 6 |
| Ta | 2 | 3 | 2 |
| W | 3 | 3 | 2 |
| Tl | 2 | 3 | 3 |
| Pb | 33 | 33 | 33 |
| Bi | 1 | 19 | 11 |
| Th | 35 | 13 | 24 |
| U | 10 | 8 | 11 |

1 – Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves. * – Valores inferiores ao limite de detecção. LOI – perda ao rubro.

Tabela 5.2 – Composição química média em terras raras (ppm) dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

| | 1 | 2 | 3 |
|--------------|--------|--------|--------|
| La | 55.72 | 24.77 | 41.50 |
| Ce | 122.60 | 50.40 | 90.83 |
| Pr | 15.12 | 5.51 | 10.54 |
| Nd | 56.21 | 20.24 | 39.45 |
| Sm | 10.49 | 4.31 | 7.65 |
| Eu | 1.17 | 0.50 | 0.83 |
| Gd | 7.74 | 3.65 | 5.61 |
| Tb | 1.03 | 0.63 | 0.82 |
| Dy | 4.74 | 3.39 | 3.92 |
| Ho | 0.83 | 0.66 | 0.69 |
| Er | 2.31 | 1.94 | 1.92 |
| Tm | 0.32 | 0.30 | 0.27 |
| Yb | 1.87 | 1.89 | 1.67 |
| Lu | 0.26 | 0.21 | 0.24 |
| <i>Total</i> | 280.40 | 118.46 | 205.92 |

1 – Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves.

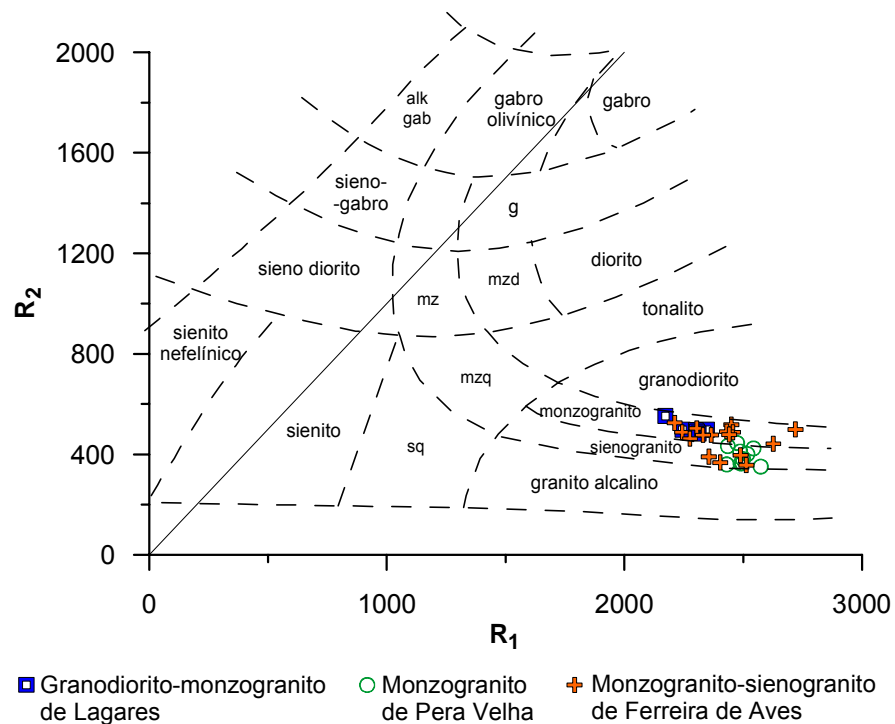


Fig. 5.1 - Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama R_1 - R_2 proposto por La Roche *et al.* (1980). $R_1 = 1000[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]$; $R_2 = 1000(6Ca+2Mg+Al)$.

Debon e Le Fort (1983) propuseram um conjunto de diagramas de minerais característicos para distinguir grandes grupos de associações magmáticas plutônicas. No diagrama A-B, os parâmetros $A = Al-(K+Na+2Ca)$ e $B = Fe+Mg+Ti$ são expressos em proporções milicatiónicas e traduzem o grau de peraluminosidade e o teor em minerais máficos, respectivamente.

A projecção dos três tipos de granitóides neste diagrama (Fig. 5.2) revela que a biotite predomina sobre a moscovite em todas as amostras e que o granodiorito-monzogranito de Lagares apresenta os valores mais elevados do parâmetro B, o que está de acordo com as observações petrográficas e as composições modais. Segundo este esquema de classificação, o monzogranito biotítico-moscovítico de Pera Velha corresponde a um leucogranito.

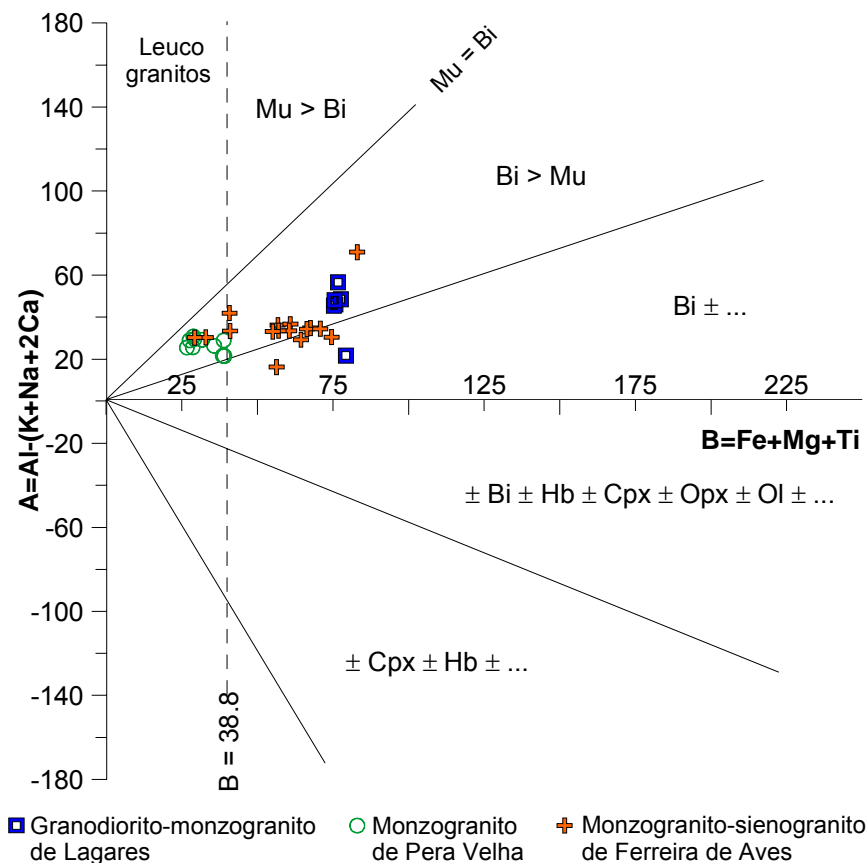


Fig. 5.2 – Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, no diagrama dos minerais característicos, segundo Debon e Le Fort (1983). Mu –moscovite; Bi – biotite; Ho – horneblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.

Verifica-se ainda que as amostras dos três maciços apresentam valores positivos de A, o que permite inclui-las nas sequências de tipo peraluminoso (Debon e Le Fort, 1983).

Tendo em conta que as amostras analisadas provêm de três maciços distintos, instalados em diferentes momentos do levantamento da cadeia varisca, não parece plausível que possam pertencer à mesma série magmática e ter derivado do mesmo magma parental. Contudo, o carácter peraluminoso dos três tipos de granitóides aponta para uma contribuição crustal significativa na sua petrogénese. Com efeito, a natureza dos materiais-fonte (protólitos) exerce um controlo fundamental sobre o quimismo e a mineralogia das rochas graníticas, admitindo-se que a fusão parcial de rochas metapelíticas e/ou ortognaissicas (ricas em Al_2O_3) da crosta superior seja um dos processos capazes de gerar magmas peraluminosos.

No diagrama Q-B-K/(Na+K) (Fig. 5.3), as amostras do granodiorito-monzogranito de Lagares e a maioria das amostras do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves projectam-se no campo das associações potássicas e geralmente mesocratas, enquanto as do monzogranito de Pera Velha se localizam no campo das associações sódico-potássicas, e sub-leucocratas e leucocratas (Fig. 5.3).

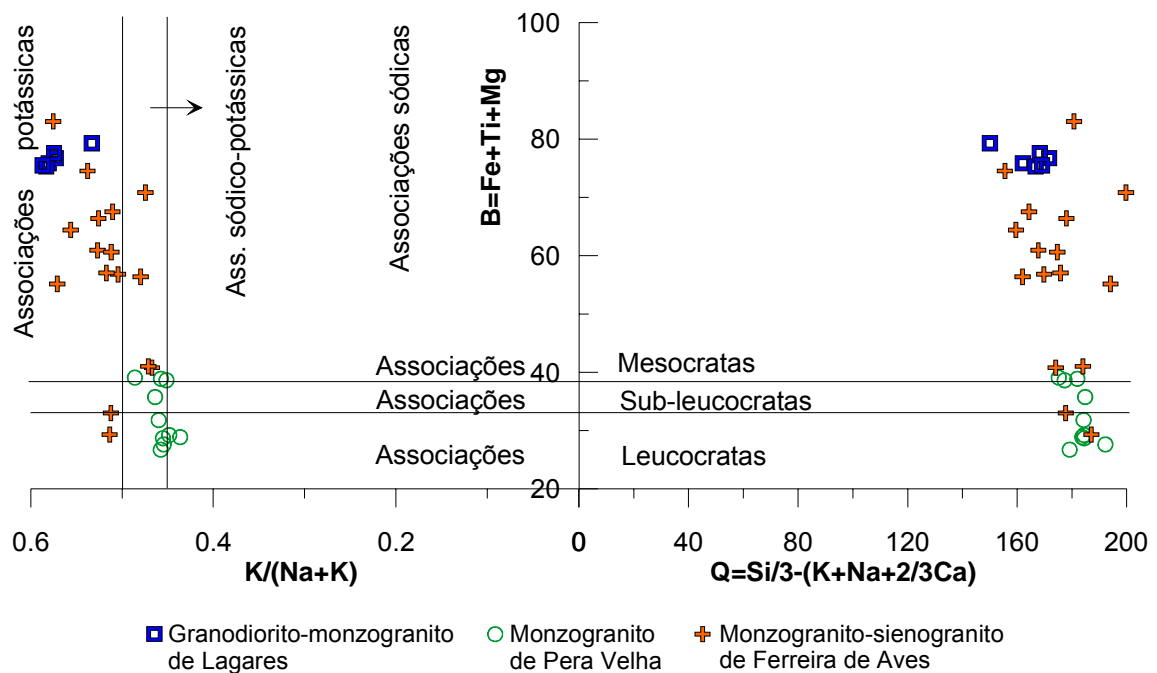


Fig. 5.3 - Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, no diagrama Q-B-K/(Na+K), segundo Debon e Le Fort (1983).

Finalmente, o diagrama Q-B-F confronta os parâmetros $Q=Si/3 - (K+Na+2/3Ca)$, $F=555-(Q+B)$ e $B=Fe+Mg+Ti$ (Fig. 5.4). De acordo com este diagrama, o granodiorito-monzogranito de Lagares integra-se no grupo das rochas mesocratas, o monzogranito biotítico-moscovítico de Pera Velha no das rochas leucocratas e o monzogranito-

sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves distribui-se pelos domínios das rochas leucocratas, sub-leucocratas e mesocratas (Fig. 5.4), como seria de esperar pela sua projecção nos diagramas anteriores.

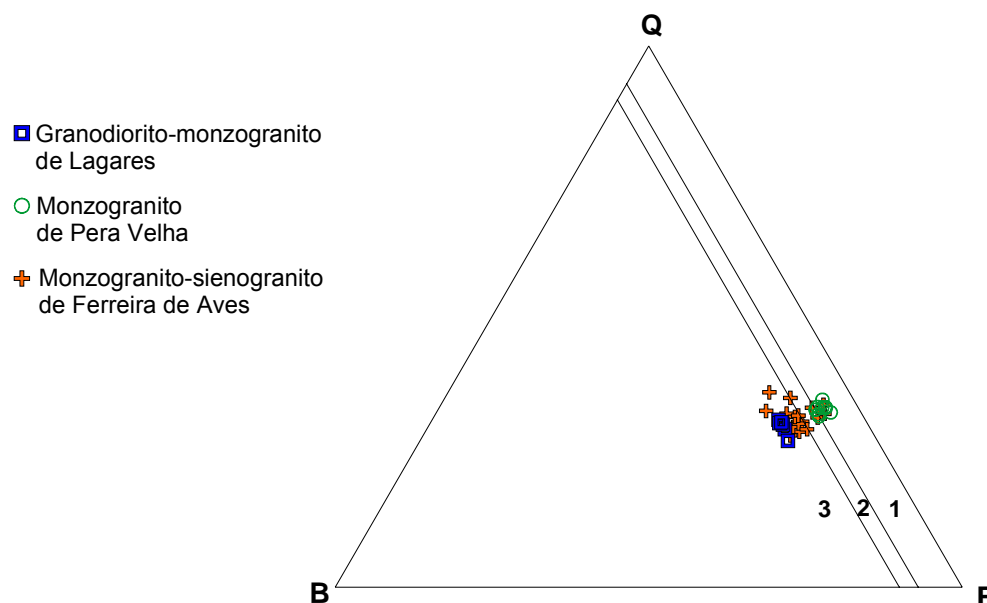


Fig. 5.4 – Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, no diagrama Q-B-F, segundo Debon e Le Fort (1983). Campos: 1 – rochas leucocratas; 2 – rochas sub-leucocratas; 3 – rochas mesocratas.

5.2. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS

Em termos geoquímicos, os granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves apresentam teores em SiO_2 variando entre 68,33 e 74,59% o que permite inclui-los no grupo das rochas ácidas, sobressaturadas em sílica.

No diagrama Na-Ca-K (Fig. 5.5), desenvolvido por Raju e Rao (1972), os granitóides amostrados projectam-se dentro do limite definido para as rochas magmáticas, sugerindo que os efeitos de alteração metassomática não modificaram significativamente as suas assinaturas geoquímicas originais.

Por outro lado, os granitóides dos três maciços classificam-se como rochas peraluminosas no sistema de classificação proposto por Shand (1947), pois o seu índice molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ é superior a 1,0 (Fig. 5.6). Este índice varia entre 1,08 e 1,23 no granodiorito-monzogranito de Lagares e é superior a 1,06 no monzogranito de Pera Velha e no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (Tabela 5.3). O corundo normativo é superior ou igual a 1,45% em todas as amostras (Tabela 5.3).

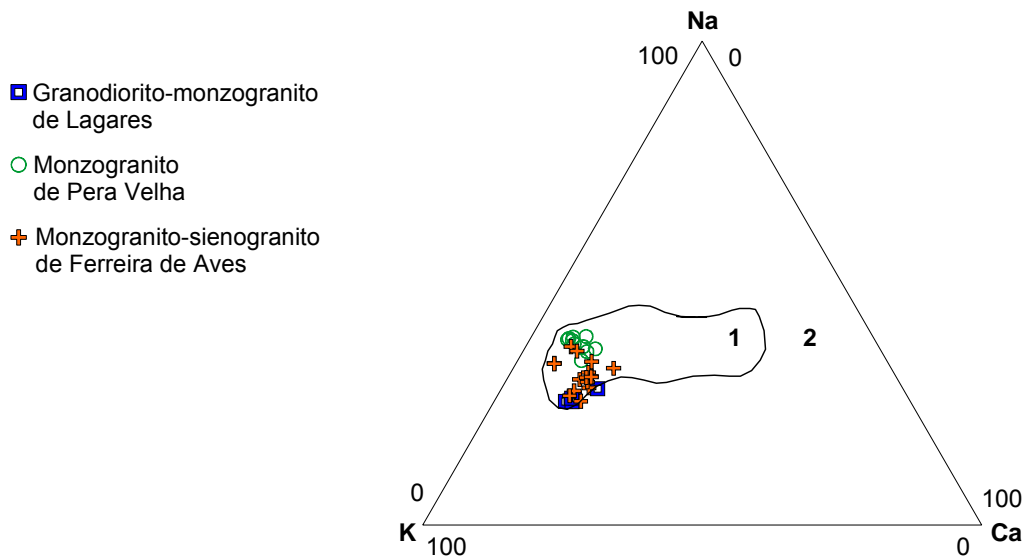


Fig. 5.5 - Projeção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Na-Ca-K (Raju e Rao, 1972). Campos: I – rochas magmáticas; II – rochas metamórfico-metassomáticas.

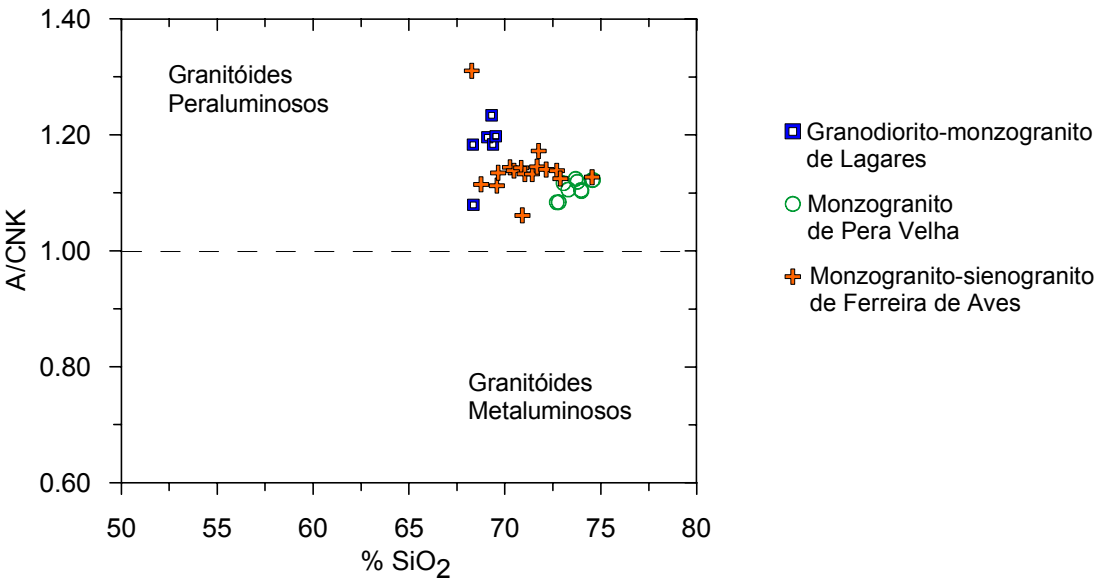


Fig. 5.6 – Diagrama SiO₂ versus o índice molecular A/CNK, Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O).

Tabela 5.3 – Índice molecular Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) e percentagens mínima e máxima dos teores de corundo normativo dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

| | Granodiorito-monzogranito Lagares | | Monzogranito Pera Velha | | Monzogranito-sienogranito Ferreira de Aves | |
|------------------------|--------------------------------------|--------|----------------------------|--------|---|--------|
| | Mínimo | Máximo | Mínimo | Máximo | Mínimo | Máximo |
| A/(CNK) | 1,08 | 1,23 | 1,08 | 1,12 | 1,06 | 1,31 |
| % corundo normativo | 2,02 | 3,72 | 1,50 | 1,95 | 1,45 | 4,43 |

Os valores obtidos confirmam a natureza peraluminosa destes granitóides e são consistentes quer com a sua projecção no campo peraluminoso do diagrama A-B (Fig. 5.2) quer com a presença de biotite e de moscovite em todas as amostras. No monzogranito de Pera Velha observa-se que o valor de A/CNK tende a aumentar com o aumento do teor em SiO₂.

No diagrama desenvolvido por Brown (1981) com base no trabalho de Peacock (1931), em que se relaciona a percentagem de SiO₂ com o $\log[\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ (Fig. 5.7), a maior parte das amostras analisadas projecta-se no domínio das rochas alcalino-cálcicas, embora existam algumas amostras do monzogranito de Pera Velha e do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves que se situem no campo calco-alcalino. Deve notar-se, contudo, que a utilização deste diagrama se destina essencialmente a discriminação de séries que evoluíram por diferenciação de magmas básicos e a sua aplicação a granitóides gerados a partir de fundidos crustais é mais complexa.

Ao projectar os granitóides estudados no diagrama Rb-Ba-Sr (El Bouseily e El Sokkary, 1975), verifica-se que as amostras do granodiorito-monzogranito de Lagares e um número significativo de amostras do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves se localizam fora de qualquer campo definido por estes autores (Fig. 5.8). Os termos menos diferenciados do monzogranito de Pera Velha projectam-se preferencialmente no domínio dos granitos normais, enquanto os mais evoluídos se situam no campo dos granitos muito diferenciados.

Segundo Neiva (1984), o diagrama Rb-Ba-Cs (Fig. 5.9) pode ser usado como indicador de especialização metalogenética em Sn. Com efeito, as amostras do granodiorito-monzogranito de Lagares localizam-se no campo das rochas com teor de Sn inferior a 15 ppm, o que é, no geral, concordante com os teores neste elemento fornecidos pelas análises química de rocha total. Por outro lado, as amostras do monzogranito de Pera Velha projectam-se predominantemente no campo II, que corresponde às rochas graníticas com teor em estanho superior a 15 ppm, enquanto as do granito porfiróide de Ferreira de Aves se repartem pelos campos I e II. Nos dois últimos casos, a projecção também é compatível com as concentrações estanho obtidas nas análises químicas de rocha total (ver Anexo II).

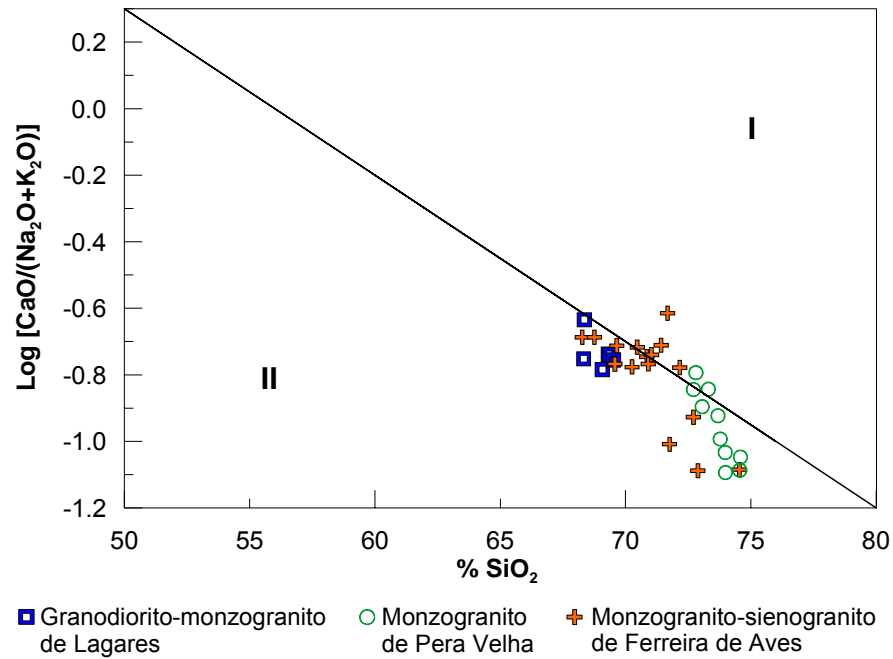


Fig. 5.7 – Projecção dos granitóides de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves, no diagrama SiO_2 versus $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ (Brown, 1981). Campos: I – calco-alcalino; II – alcalino-cálcico.

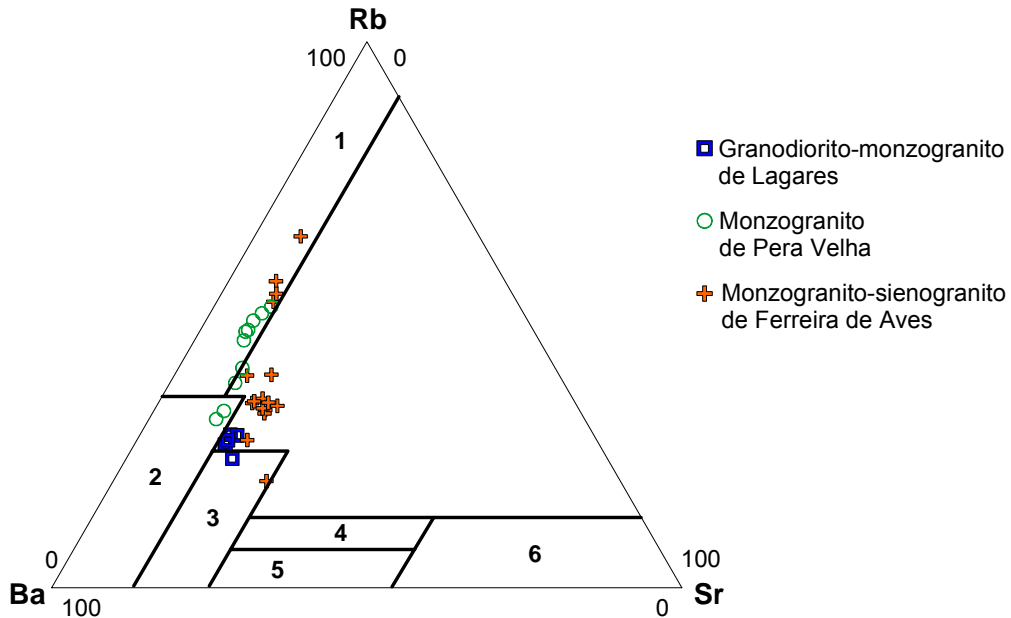


Fig. 5.8 – Projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, no diagrama Rb-Ba-Sr, segundo El Bouseily e El Sokkary (1975). Campos: 1 – granitos muito diferenciados; 2 – granitos normais; 3 – granitos anómalos; 4 – granodioritos; 5 – quartzodioritos; 6 – dioritos.

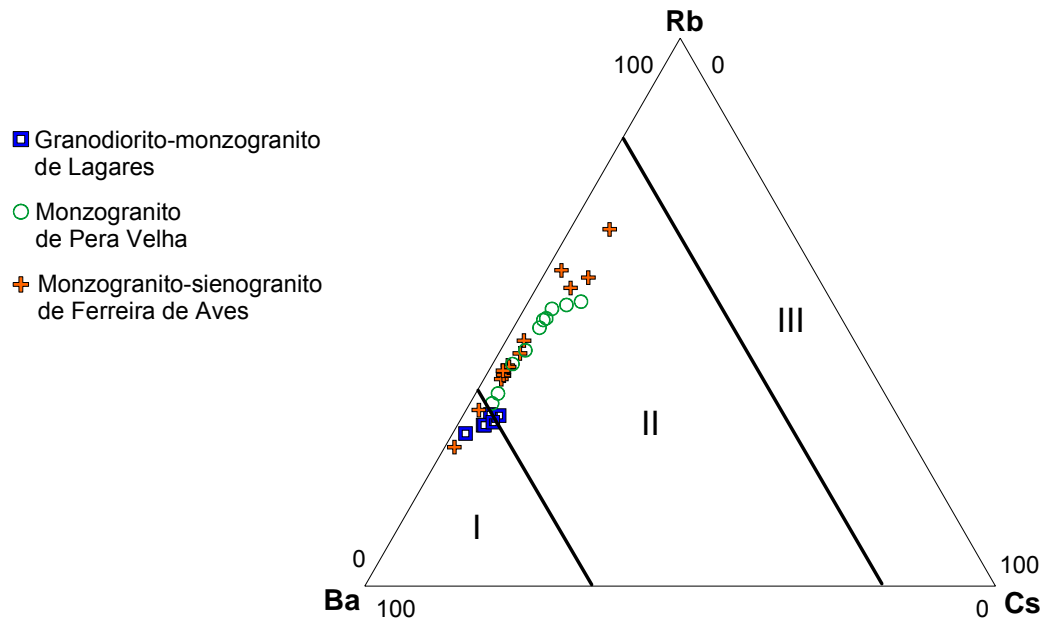


Fig. 5.9 – Projecção dos granitóides de Pera Velha – Vila Nova de Paiva – Ferreira de Aves, no diagrama Rb-Ba-Cs (Neiva, 1984). Campos: I – rochas graníticas com $\text{Sn} \leq 15$ ppm; II e III – rochas graníticas com $\text{Sn} > 15$ ppm, mas progressivamente mais evoluídos.

5.3. CLASSIFICAÇÕES TECTÓNICAS

Com base no levantamento exaustivo das características geoquímicas das rochas graníticas associadas a contextos geotectónicos distintos, Pearce *et al.* (1984) concluíram que os diagramas Rb vs. Y+Nb e Y vs. Nb podiam ser usados para efeitos de discriminação tectónica, tendo definido quatro grandes domínios: ORG (“Ocean Ridge Granites”), VAG (“Volcanic Arc Granites”), WPG (“Within Plate Granites”) e COLG (“Collisional Granites”).

A projecção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama (Yb+Ta) vs. Rb permite classificá-los como rochas sin-colisionais (Fig. 5.10), o que está de acordo com o tipo de ambiente geotectónico que terá prevalecido durante as últimas fases do levantamento da cadeia hercínica.

5.4. DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA

A variação dos teores de elementos maiores e menores em sequências de rochas graníticas pode ser usada para estudar as modificações que ocorreram durante os processos de diferenciação magmática.

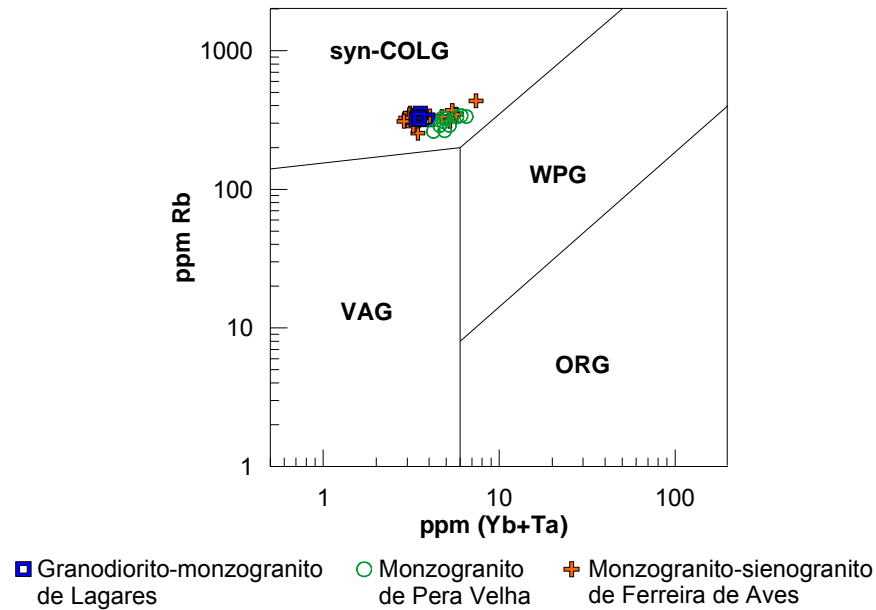


Fig. 5.10 – Projeção dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama (Yb+Ta) versus Rb, segundo Pearce *et al.* (1984). Campos: sin-colisionais – syn-COLG; granitos intra-placa – WPG; granitos de arco vulcânico – VAG; granitos da crista oceânica – ORG.

Com efeito, a composição do magma tende a mudar à medida que ocorre a nucleação e crescimento dos minerais que com ele coexistem. Se, o equilíbrio entre cristais e líquido for rompido e houver uma separação entre fases (sólida e líquida), a composição do magma remanescente poderá continuar a evoluir, gerando rochas progressivamente mais diferenciadas (Clarke, 1992).

Para representar a diversidade composicional das associações magmáticas utilizam-se diagramas de variação química, em que se projectam os teores dos diferentes óxidos ou elementos vestigiais contra um elemento e/ou parâmetro, designado por índice de diferenciação magmática, que se comporta de modo regular durante os processos de evolução magmática. Estes diagramas permitem também identificar rochas graníticas não relacionadas entre si.

Embora o SiO_2 seja frequentemente escolhido como índice de diferenciação, no caso presente, optou-se por usar o $\text{FeO}_{\text{total}}$ por permitir uma melhor discriminação da variabilidade química dos granitóides estudados. Os diagramas de variação dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves são apresentados nas Figs. 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14.

O granodiorito-monzogranito de Lagares apresenta as composições menos diferenciadas e um espectro de variação restrito, sugerindo que a influência dos

processos de cristalização fraccionada na diversificação deste corpo intrusivo tenha sido reduzida.

Em contraste, as amostras dos granitos dos maciços de Pera Velha e Ferreira de Aves definem tendências de variação relativamente coerentes, marcadas por um aumento em SiO_2 e Rb, e decréscimo em TiO_2 , FeO, MgO, CaO e Sr, com o decréscimo em $\text{FeO}_{\text{total}}$ (Fig. 5.11), o que aponta para uma participação importante de mecanismos de cristalização fraccionada de quartzo, feldspatos, biotite e ilmenite na evolução de cada uma das intrusões. Em ambos os granitóides se observa ainda um decréscimo regular de P_2O_5 com o decréscimo em $\text{FeO}_{\text{total}}$ (Fig. 5.11), que poderá estar relacionado com a fraccionação de apatite. Em Ferreira de Aves, uma amostra tem teor de Rb elevado devido a efeitos metassomáticos.

Nos diagramas envolvendo SiO_2 , TiO_2 , MgO, FeO, V, Co, Zr, La, Ce, Hf e Th (Figs. 5.11, 5.12 e 5.13), os alinhamentos definidos pelas amostras dos três granitóides poderiam, à primeira vista, ser interpretados como evidência de uma relação genética entre eles. Contudo, verifica-se que há uma clara distinção entre os granitóides dos três maciços noutros diagramas (CaO , P_2O_5 , Rb, Nb, Ba, $\text{Sr} \cdot 10^3 / (\text{Ca} + \text{K})$, $\text{Ba} \cdot 10^3 / (\text{K} + \text{Ca})$, $\text{Rb} \cdot 10^3 / \text{K}$ e Rb/Sr), o que indica que estas rochas correspondem provavelmente a pulsações magmáticas distintas (Figs. 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14).

Os elementos traço estão presentes nas rochas em concentrações inferiores a 0,1%. No entanto, o seu estudo tem tido um papel fundamental na petrologia moderna, na medida em que permite fornecer informação relevante sobre os processos petrológicos.

Estes elementos não formam, em geral, minerais próprios, ocorrendo sobretudo a substituir os elementos maiores na estrutura dos principais minerais constituintes das rochas. São habitualmente divididos em duas grandes categorias consoante o seu comportamento durante os processos de fusão / cristalização: (1) elementos compatíveis, que tendem a ser incorporados nas fases sólidas (minerais) e (2) elementos incompatíveis, com maior afinidade para o fundido silicatado (“melt”).

A distribuição dos elementos traço entre as fases minerais e o fundido silicatado pode ser descrita pelo coeficiente de distribuição ou coeficiente de partilha de Nerst (Kd):

$$Kd = \frac{C_{\text{mineral elemento}}}{C_{\text{melt elemento}}}$$

onde C é a concentração do elemento em ppm ou em % ponderal. Este coeficiente depende da temperatura, pressão e composição do magma.

Um K_d de 1 indica que o elemento está igualmente distribuído entre o mineral e o líquido, um valor superior a 1 indica que o elemento traço é compatível, mostrando preferência pela fase sólida, enquanto os valores inferiores a 1 caracterizam os elementos incompatíveis, com forte afinidade para a fase líquida.

Durante o fracionamento magmático, o Sr tende a substituir o Ca^{2+} na estrutura da plagioclase e o K^+ na dos feldspatos potássicos. Deste modo, é possível que o decréscimo progressivo das concentrações deste elemento nos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves reflita a separação de plagioclase e, eventualmente de feldspato alcalino, durante a evolução destes magmas.

O comportamento compatível do Ba traduzirá, por outro lado, o envolvimento de biotite e, em menor escala, de feldspato alcalino na associação mineral que fracionou, pois o Ba tem coeficientes de partilha superiores a 1 em ambas as fases. Apesar do Rb também ser compatível na biotite e no feldspato potássico, a dispersão de valores revelada por este elemento pode ser atribuída, pelo menos em parte, à sua elevada mobilidade em fluidos aquosos.

Tendo em conta que os metais de transição (Co e V) mostram preferência para a biotite, a diminuição das suas concentrações com o decréscimo de $\text{FeO}_{\text{total}}$ apoia a participação desta fase mineral nos processos de cristalização fracionada.

O Zr, o Hf e, em menor proporção, o Th são incorporados em minerais acessórios como o zircão (Rollinson, 1995). Assim, a diminuição dos teores em Zr, Hf e Th, dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados, mostra que a fraccionação de zircão deve ter desempenhado um papel significativo durante a diferenciação magmática dos maciços de Pera Velha e Ferreira de Aves, o que, aliás, também é apoiado pelo comportamento compatível do U.

Finalmente, o Sn é o único elemento que se comporta incompativelmente nos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves, definindo tendências ligeiramente curvilíneas em cada uma das duas intrusões. Como seria de esperar, o Sn aumenta com a diferenciação dentro de cada tipo de granitóide (Fig. 5.13), pois geralmente teor de moscovite também aumenta, embora o teor de biotite diminua, e a moscovite retém uma maior percentagem do Sn total dos granitóides do que a biotite coexistente (Neiva, 2002). O monzogranito de Pera Velha tem um valor médio de 22 ppm de Sn (Tabela 5.1) e, por isso, é estanífero (Lehmann, 1990).

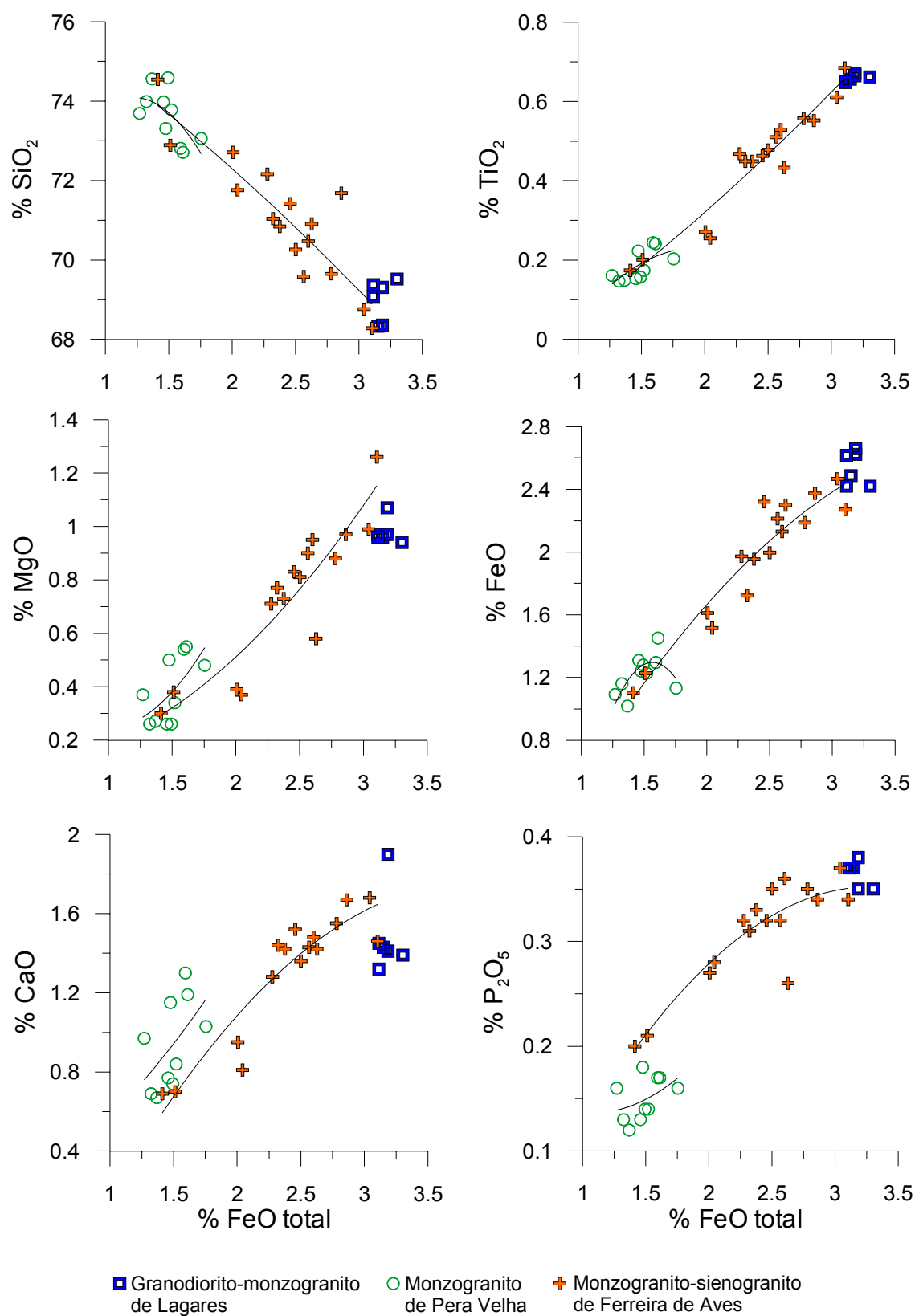


Fig. 5.11 – Diagramas de variação de elementos maiores dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

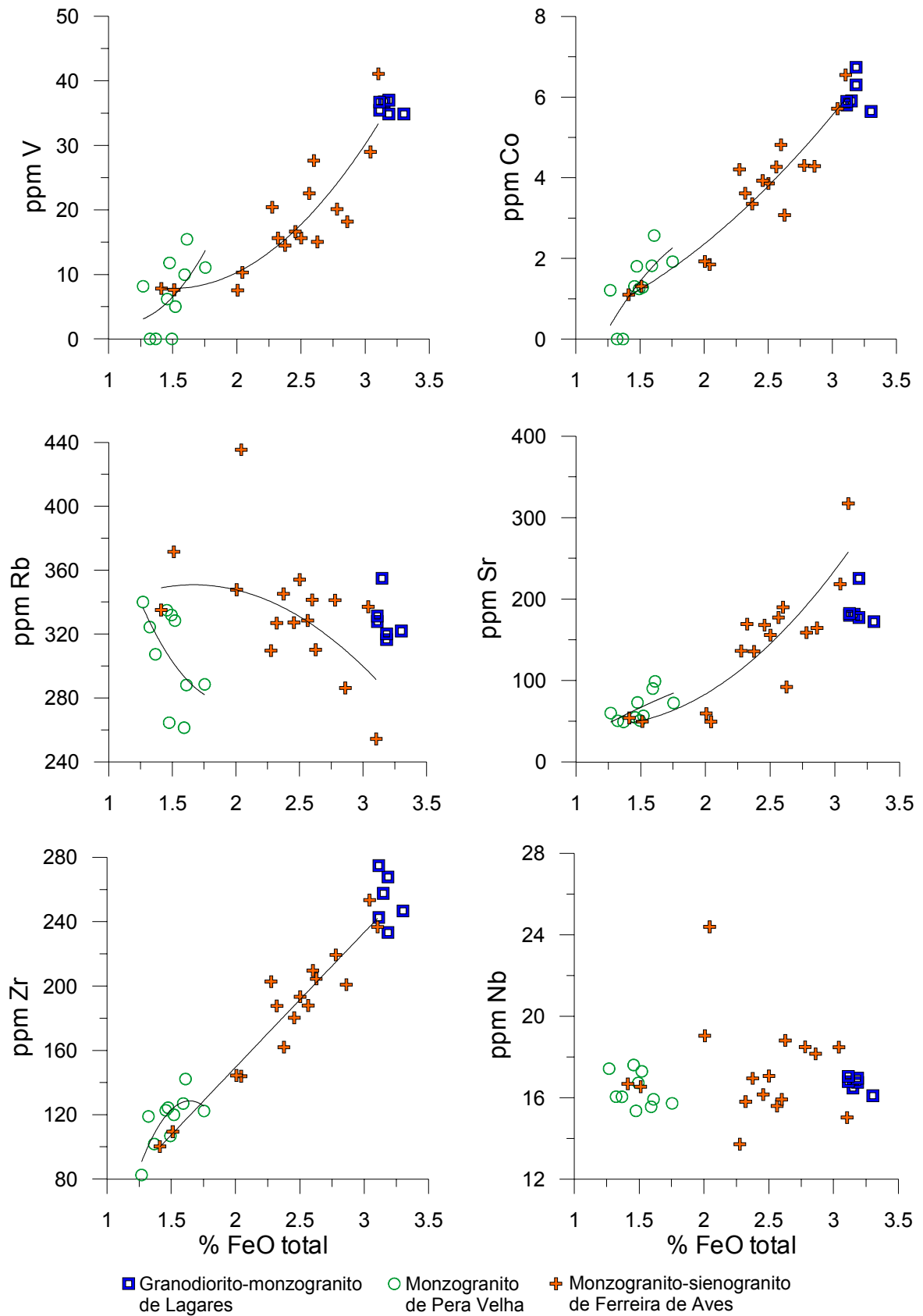


Fig. 5.12 – Diagramas de variação de elementos menores dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

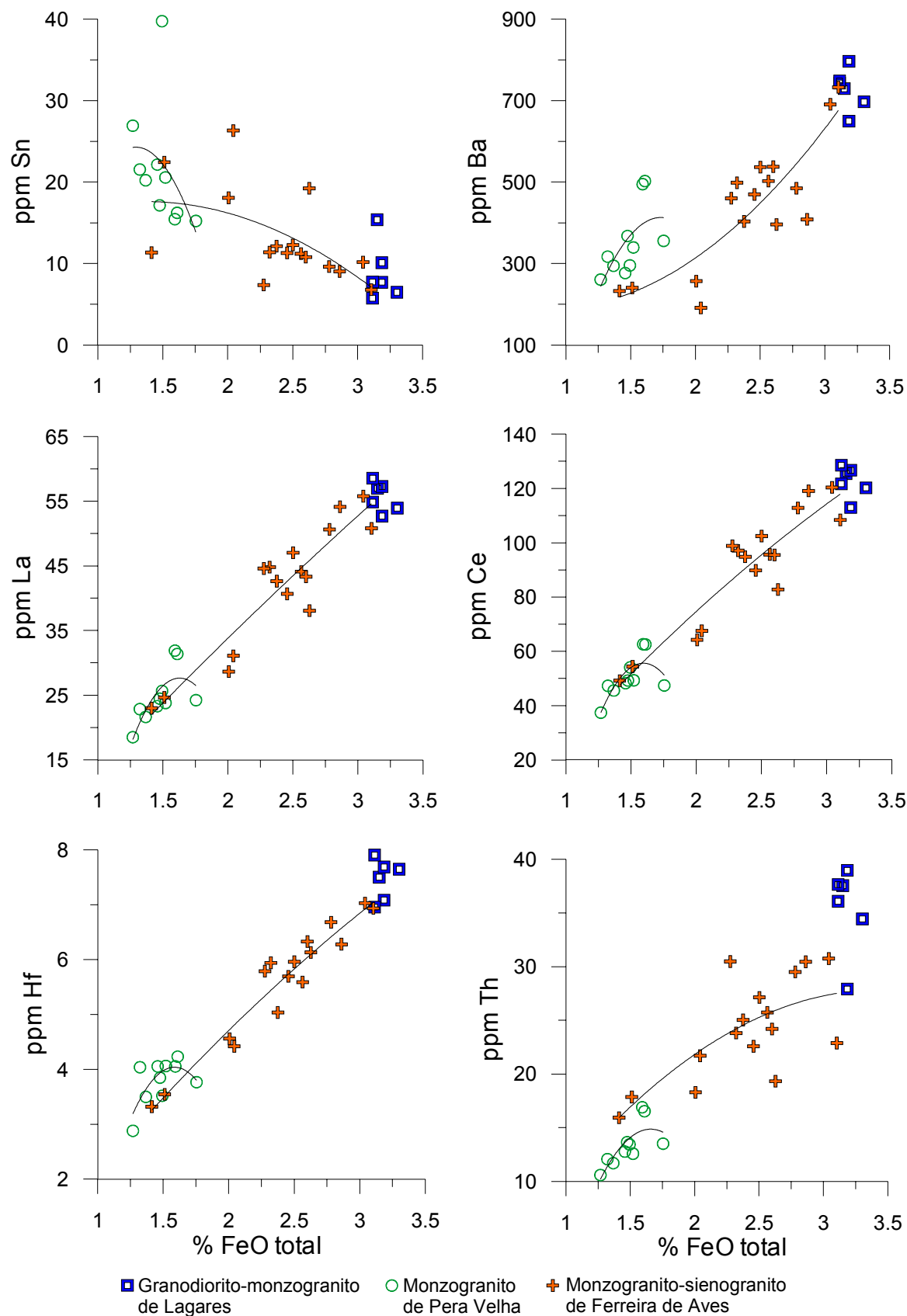


Fig. 5.13 – Diagramas de variação de elementos menores dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves (continuação).

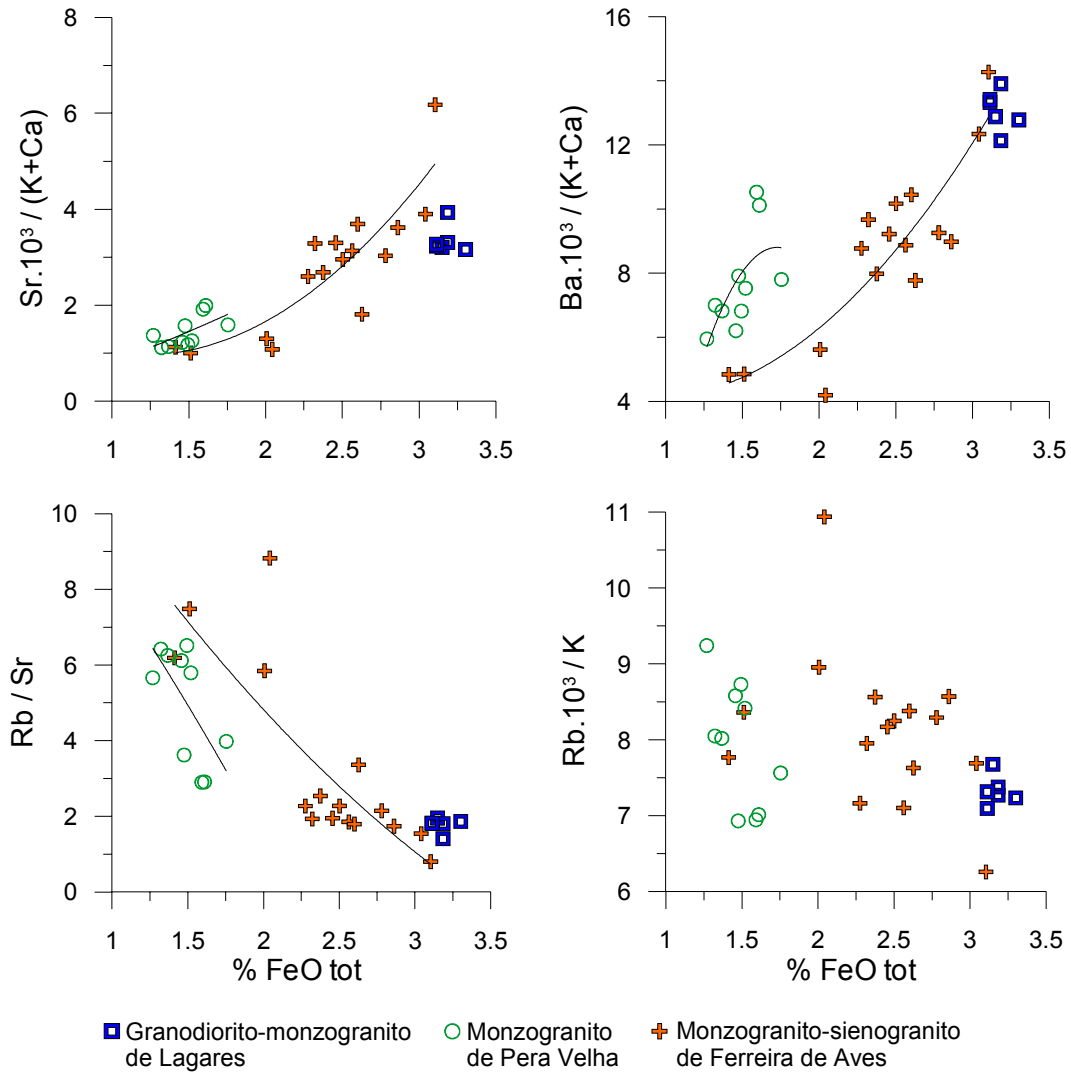


Fig. 5.14 – Diagramas de variação de quocientes de elementos dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

5.5. DIAGRAMAS DE TERRAS RARAS

Nas rochas graníticas, as fases acessórias (alanite, esfena, monazite, xenótima, apatite, zircão) são as principais receptoras de terras raras (REE), embora este grupo de elementos possa apresentar coeficientes de partilha superiores a 1 em minerais como a anfíbola e a biotite. O Eu é o único elemento do grupo das REE que ocorre sob a forma de iões divalentes, em contraste com os iões de carga 3^+ característicos dos outros lantanídeos, o que permite que os feldspatos incorporem muito mais facilmente aquele elemento do que as restantes REE.

Apresentam-se na Fig. 5.15 e 5.16, os diagramas de terras raras normalizados para condrito, usando os valores de Haskin *et al.* (1968).

Entre as fases acessórias dos granitóides estudados a monazite retém preferencialmente as terras raras leves (LREE), enquanto o zircão mostra maior afinidade para as terras raras pesadas (HREE) (Brooks *et al.*, 1981; Mahood e Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Ward *et al.*, 1992). A apatite não discrimina tão fortemente as HREE das LREE e é o mineral que exhibe, nestes granitóides, maiores coeficientes de partilha para as terras raras intermédias (Arth, 1976; Green e Pearson, 1983; Mahood e Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986).

Todos os granitóides estudados mostram um enriquecimento de terras raras leves (LREE) em relação às terras raras pesadas (HREE) e uma anomalia de negativa de európio. O fraccionamento de terras raras leves relativamente às terras raras pesadas sugere a participação de apatite e monazite na associação mineral cuja cristalização condicionou a evolução dos termos menos diferenciados para os mais evoluídos em cada uma das três intrusões. O decréscimo dos teores das terras raras La e Ce com o decréscimo em $\text{FeO}_{\text{total}}$ (Fig. 5.13) parece apoiar esta hipótese. Por outro lado, a presença de anomalias negativas de Eu comprova o papel determinante desempenhado pela fraccionação de plagioclase na evolução destes granitóides.

O granodiorito-monzogranito de Lagares possui os teores mais elevados TR (Tabela 5.2) e o maior enriquecimento em LREE em relação a HREE ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 19,37 - 23,24$), o que é consistente com a natureza menos evoluída desta intrusão. Como se pode observar na Fig. 5.15a, os padrões de terras raras das diferentes amostras deste granitóide são sub-paralelos, confirmando o seu carácter co-magmático.

O monzogranito de Pera Velha (Fig. 5.15b) é o mais empobrecido em terras raras (Tabela 5.2) e é, dos três granitóides, o que exhibe o padrão menos fraccionado ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 7,19 - 13,58$). Apesar de apresentar um reduzido espectro de variação em termos de composição em terras raras, a razão $(\text{La}/\text{Lu})_N$ tende a diminuir dos termos menos diferenciados para os mais evoluídos. Todos estes aspectos apontam para que estas rochas se tenham formado a partir de magmas bastante diferenciados.

As amostras do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (Fig. 5.15c) caracterizam-se por valores da razão La_N/Lu_N de 7,97 a 28,96, e têm na sua maioria padrões de terras raras sub-paralelos, embora haja quatro amostras com anomalias negativas de európio mais acentuadas que intersectam as restantes.

Quando se projectam, conjuntamente, as composições em terras raras dos três granitóides (Fig. 5.16), verifica-se que os perfis se intersectam entre si nas terras raras pesadas, o que tende a excluir uma possível relação genética entre estes intrusivos.

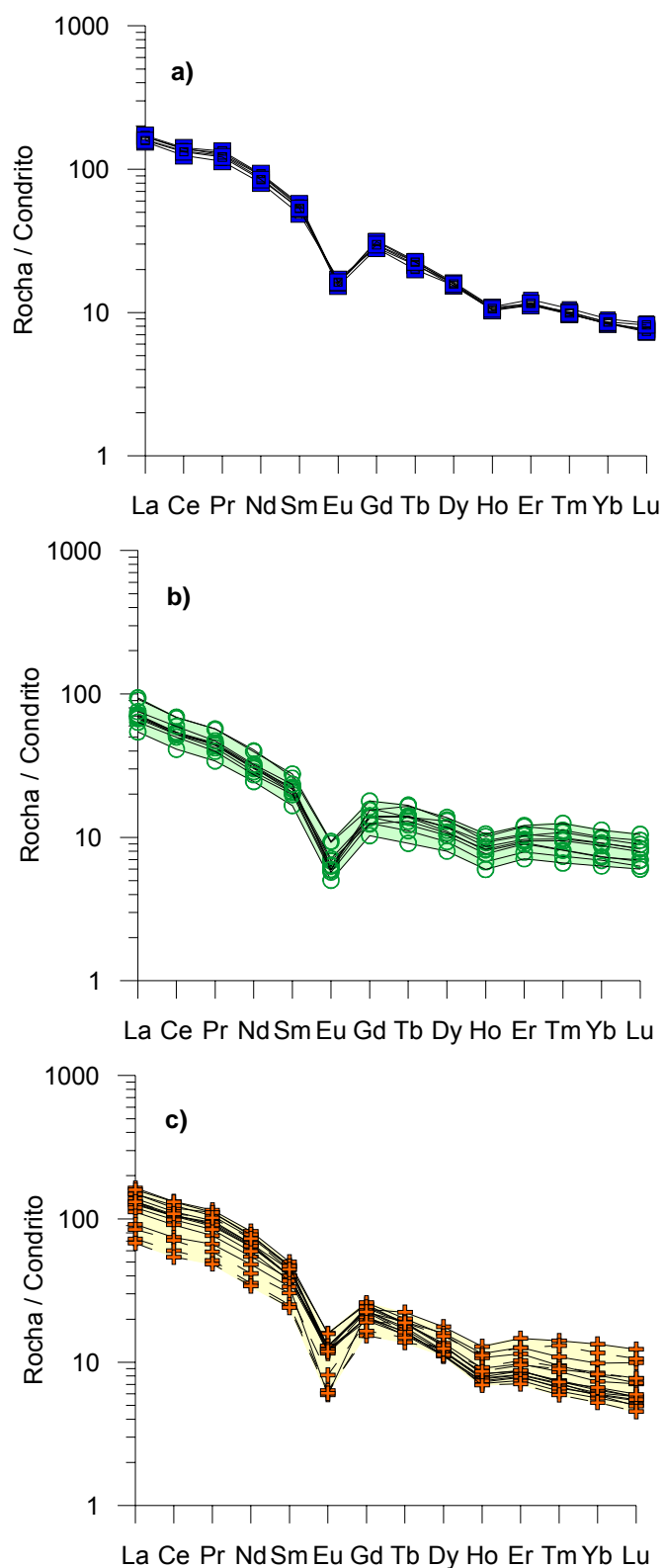


Fig. 5.15 - Diagramas de terras raras normalizadas para condrito (Haskin, *et al.*, 1968) dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves. a) Granodiorito-monzogranito de Lagares; b) Monzogranito de Pera Velha; c) Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

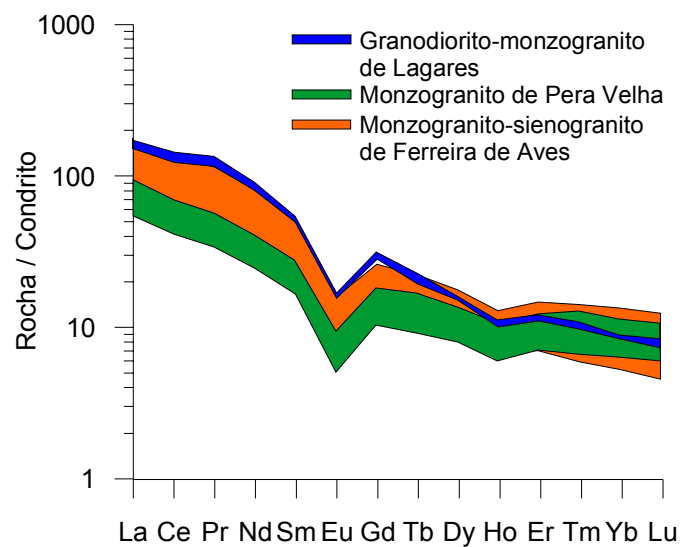


Fig. 5.16 – Projecção conjunta da composição em terras raras normalizadas para o condrito (Haskin *et al.*, 1968) dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

CAPÍTULO 6: GEOLOGIA ISOTÓPICA

Neste capítulo, apresentam-se as idades Rb-Sr e K-Ar e os dados de isótopos de oxigénio obtidos para os granitóides estudados. Além disso, usam-se as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de algumas das amostras para tentar obter informação adicional sobre a petrogénese e o enquadramento geodinâmico destas rochas.

Para facilitar a leitura e compreensão dos resultados, optou-se por apresentar uma introdução sobre os princípios que governam o comportamento dos isótopos radiogénicos e estáveis.

6.1. ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Os isótopos radiogénicos são utilizados no estudo de rochas ígneas com duas finalidades principais: (a) determinação de idades absolutas e (b) identificação de fontes e processos petrogenéticos. Além da sua aplicação no estabelecimento da cronologia dos acontecimentos geológicos (Geocronologia), que se desenvolveu a partir dos anos 50, os isótopos radiogénicos têm vindo a ser usados, sobretudo nas últimas décadas, como traçadores de processos geoquímicos (Geoquímica Isotópica).

A maioria dos 92 elementos químicos da Tabela Periódica tem isótopos naturais. Alguns destes isótopos são estáveis, mas muitos são instáveis ou radioactivos, decompondo-se espontaneamente até atingirem uma configuração nuclear estável. (Faure, 1986). O conjunto de transformações que ocorrem espontaneamente no núcleo dos isótopos instáveis é referido como decaimento radioactivo e dá origem a mudanças no número atómico, no número de massa, ou em ambos. Qualquer isótopo que sofra decaimento radioactivo é chamado isótopo-pai ou radioactivo, e o que resulta desse decaimento é designado por isótopo-filho ou radiogénico.

Desde a descoberta da radioactividade em 1896, Rutherford e outros investigadores demonstraram que o decaimento radioactivo envolve a emissão de três tipos de raios (alfa, beta e gama) (Dalrymple e Lanphere, 1969).

O decaimento radioactivo é um processo cuja velocidade não é afectada por quaisquer alterações no ambiente físico e químico. O facto da taxa de decaimento dos átomos de elementos radioactivos não ser modificada por processos geológicos tem

importantes implicações em geocronologia, na medida em que permite usar as velocidades de decaimento radioactivo na medição do tempo geológico, desde que se conheça o número de átomos do isótopo-pai e do isótopo-filho no sistema.

Define-se tempo de meia-vida ($T_{1/2}$) como o intervalo de tempo necessário para que o número de átomos do isótopo-pai se reduza a metade. O tempo de meia-vida é constante e característico de cada par isotópico, podendo variar desde fracções de segundo a biliões de anos.

6.1.1. Lei do Decaimento Radioactivo

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, o número de átomos do isótopo-pai que se desintegra por unidade de tempo é proporcional ao número de átomos presente no sistema ao fim do tempo t (Faure, 1986).

$$dN/dt = -\lambda N \quad (1)$$

em que:

N – nº de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo t

λ – constante de decaimento

Através de um conjunto de manipulações matemáticas, demonstra-se que o decaimento de um isótopo-pai, radioactivo, num isótopo-filho, estável pode ser traduzido pela seguinte equação (Faure, 1986):

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

em que:

D – o número de isótopos-filho presentes no sistema ao fim de um tempo t

D_0 – número de isótopos-filho aquando da formação da rocha

N – a quantidade de isótopos-pai presentes no sistema ao fim de um tempo t

Esta equação é a base fundamental das ferramentas geocronológicas e é conhecida como equação fundamental do decaimento radioactivo. Resolvendo a equação (2) em ordem a t , é possível determinar a idade do sistema em estudo.

$$t = 1/\lambda \ln \frac{D - D_0}{N} \quad (3)$$

em que a relação entre $T_{1/2}$ e λ é dada por:

$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (4)$$

Para que os valores de t correspondam à idade de cristalização ou de recristalização da rocha ou do mineral, é preciso que sejam satisfeitas as seguintes condições:

- Não ter havido perdas ou ganhos do isótopo-filho por outros processos que não sejam o decaimento radioactivo do isótopo-pai;
- Não ter havido qualquer troca isotópica com o exterior desde o momento zero até ao momento em que é realizada a análise (condições de oclusão do sistema isotópico);
- Conhecer com exactidão o tempo de meia-vida do isótopo-pai;
- Ter condições para determinar a quantidade de átomos do isótopo-filho que foram incorporados no mineral ou na rocha no momento da sua cristalização;
- Ter decorrido um intervalo de tempo suficiente para que se dê a desintegração radioactiva do isótopo-pai no isótopo-filho;
- Existirem nos minerais e/ou nas rochas, concentrações suficientes dos isótopos pai e filho para permitir a sua determinação.

São vários os sistemas isotópicos utilizados em geoquímica de rochas ígneas. Neste trabalho obtiveram-se dados nos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar, todos eles com tempos de meia vida dos isótopos radioactivos na ordem dos biliões de anos, o que permite utilizá-los na datação de rochas graníticas variscas.

6.1.2. Sistema Rb-Sr

O rubídio é um metal alcalino que tendencialmente substitui o potássio em minerais enriquecidos neste elemento, como os feldspatos, biotite, moscovite, etc. Na natureza ocorrem dois isótopos deste elemento, o ^{85}Rb que é estável e o mais abundante (72,17%), e o ^{87}Rb que é radioactivo e ocorre com uma abundância de 27,83% (Faure, 2001). O ^{87}Rb decai por emissão de partículas β para ^{87}Sr .

O estrôncio é um metal alcalino-terroso, que além deste isótopo, tem ainda mais três: ^{84}Sr , ^{86}Sr e ^{88}Sr , todos eles estáveis. Este elemento, normalmente, substitui o cálcio em minerais em que este se encontre em posição octaédrica, como sejam a plagioclase e a apatite. Pode também substituir o potássio em minerais como o feldspato potássico.

Na prática, é muito mais fácil medir uma razão de isótopos numa amostra de rocha ou mineral do que as suas abundâncias absolutas e, por isso, usa-se um dos isótopos estáveis como denominador (^{86}Sr). Deste modo, a equação fundamental do decaimento radioactivo (2) pode ser aplicada ao sistema Rb-Sr, tomando a seguinte forma (Faure, 1986):

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad (5)$$

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actual é medida por espectrometria de massa, e a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pode ser calculada a partir das concentrações de Rb e Sr da amostra ou ser determinada por espectrometria de massa. A constante de decaimento (λ) do ^{87}Rb , aceite internacionalmente é $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Steiger e Jäger, 1977), correspondendo a um tempo de meia-vida de 48 Ga.

Como a equação fundamental do decaimento radioactivo (5) corresponde à equação de uma recta de tipo $y = b + mx$, se se conhecerem as razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ e $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ e o valor de λ , o tempo (t) e a razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ são as únicas incógnitas da equação.

Num conjunto de rocha ígneas derivadas de um magma isotopicamente homogéneo pode assumir-se que: (a) todas as rochas que cristalizaram a partir desse magma apresentam a mesma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; (b) o Rb e o Sr têm propriedades geoquímicas diferentes pelo que as rochas mais ricas em minerais que incorporam preferencialmente Rb (e.g. micas, feldspato potássico) apresentarão razões Rb/Sr mais altas do que aquelas que contêm maior abundância de minerais com Sr (e.g. plagioclase); (c) após algum tempo, as rochas com razões Rb/Sr mais altas apresentarão razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altas.

Com base nestes pressupostos, é possível projectar todas as amostras num diagrama isocrónico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 6.1).

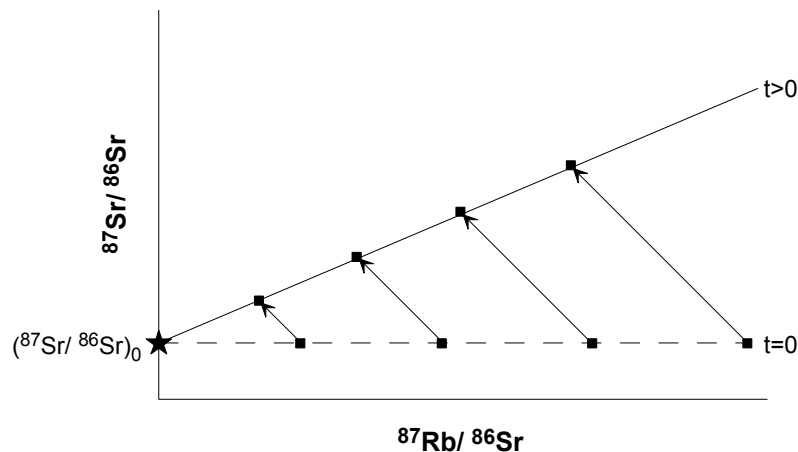


Fig. 6.1 – Exemplo de diagrama de isócrona. A evolução isotópica de uma série de rochas co-magmáticas ou minerais ao longo do tempo (adaptado de Faure, 1986).

Se o conjunto de amostras definir uma relação linear neste diagrama (isócrona), a razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i será dada pela ordenada na origem e a idade (t) pode ser calculada a partir do declive da recta (m).

$$t = 1/\lambda \ln(m + 1) \quad (6)$$

O desvio dos dados em relação à isócrona é dado por um índice estatístico, definido por McIntyre *et al.* (1966), e designado por *MSWD* (*Mean square weighted deviates*). Para se poder admitir a idade fornecida por uma isócrona, este parâmetro deverá ser inferior a 2,5 (Rollinson, 1995).

6.1.3. Sistema Sm-Nd

Os elementos Sm e Nd pertencem ambos ao grupo das terras raras leves, que tendem a concentrar-se nos líquidos durante os eventos de fusão parcial e a permanecer no magma durante os processos de cristalização fraccionada. Tanto o Sm como o Nd não formam, em geral, minerais próprios, ocorrendo, sobretudo, a substituir os elementos maiores na estrutura cristalina dos minerais constituintes das rochas (feldspatos, biotite, moscovite, apatite, piroxenas, granadas, monazite, etc.).

Cada um deles tem sete isótopos naturais. O samário ocorre como ^{144}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm e ^{154}Sm . Os isótopos do neodímio são o ^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd e ^{150}Nd , todos eles estáveis (Dickin, 1997). O ^{147}Sm é radioactivo e decai por emissão de partículas alfa para o ^{143}Nd .

A equação fundamental do decaimento radioactivo (2), aplicada a este sistema isotópico, escreve-se da seguinte forma,

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad (7)$$

A constante de decaimento (λ) do ^{147}Sm é $6,54 \cdot 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$ (Lugmair e Marti, 1978), e o tempo de meia-vida, 106 Ga.

O Sm e Nd, são menos móveis do que os metais alcalinos, durante episódios de metamorfismo regional, alteração hidrotermal e meteorização química, pelo que se tornam vantajosos para datação (Faure, 2001). No entanto, a maioria das rochas não apresenta dispersão suficiente das razões Sm/Nd o que inviabiliza a obtenção de isócronas de rocha total.

Tal como acontece com o sistema Rb-Sr, todas as rochas co-magmáticas apresentam a mesma razão inicial ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i.

6.1.4. Isótopos radiogénicos como indicadores petrogenéticos

Admite-se que, na altura em que a Terra se formou, há 4.6×10^9 anos, as razões Rb/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de todos os materiais do sistema solar eram aproximadamente homogêneas. Durante os processos de diferenciação da crosta, o Rb foi extraído ao manto e adicionado à crosta e o Sr ficou comparativamente mais enriquecido no manto. À medida que o ^{87}Rb decaía para ^{87}Sr , as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentaram, o que fez com que as composições isotópicas dos materiais da crosta ($>$ Rb/Sr) se tornassem mais radiogénicas do que as dos reservatórios do manto.

Com o sistema Sm-Nd, passou-se exactamente o oposto. O Nd foi incorporado preferencialmente na crosta, enquanto o Sm ficou relativamente mais concentrado no manto. Devido à desintegração de $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ tornaram-se mais altas, o que explica que os reservatórios mantélicos ($>$ Sm/Nd) apresentem, no momento actual, razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que os materiais crustais.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primordial foi determinada a partir do estudo de meteoritos e amostras lunares. O valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial nos meteoritos acondríticos basálticos (BABI) é de 0.69897. Por outro lado, a razão Sm/Nd e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial foram medidas em meteoritos condríticos que são referidos na literatura como CHUR – *Chondritic Uniform Reservoir*.

Como as variações da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ nos materiais geológicos são muito pequenas, DePaolo & Wasserburg (1976) introduziram a notação épsilon (ϵ) para exprimir o desvio das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas ígneas em relação ao reservatório condrítico uniforme (CHUR)

$$\epsilon_{\text{Nd,CHUR}} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (8)$$

Este parâmetro pode ser calculado para o tempo presente ($t = 0$) ou para um qualquer tempo t , desde que se saibam as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra e do CHUR. Valores positivos de ϵ_{Nd} implicam razões Sm/Nd superiores às do CHUR, indicando que o magma a partir do qual a rocha se formou resultou da fusão parcial de um reservatório mantélico empobrecido. Em contrapartida, os valores negativos de ϵ_{Nd} correspondem a

reservatórios com razões Sm/Nd inferiores às do condrito, como é o caso dos protólitos crustais antigos ou das rochas do manto enriquecido.

Do mesmo modo, define-se o parâmetro epsilon (ϵ) para o Sr como:

$$\epsilon_{Sr,UR} = \left[\frac{\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{Amostra}}}{\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{UR}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (9)$$

A projecção das razões actuais de ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_0$ e ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_0$, ou dos respectivos ϵNd_0 e ϵSr_0 (DePaolo e Wasserburg, 1976) em diagramas de correlação isotópica permite determinar a natureza das fontes envolvidas na petrogénese de rochas magmáticas (Fig. 6.2).

Assumindo que o “bulk earth” representa a composição isotópica de Sr e Nd que a Terra primitiva teria na actualidade, as regiões do manto que sofreram fenómenos de extracção de fundidos parciais (manto empobrecido) tenderão a projectar-se no quadrante com valores de ϵNd mais elevados e razões ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ mais baixas. Em contrapartida, as assinaturas isotópicas dos reservatórios mantélicos pouco fraccionados e/ou primitivos distribuir-se-ão em torno da composição “bulk earth”.

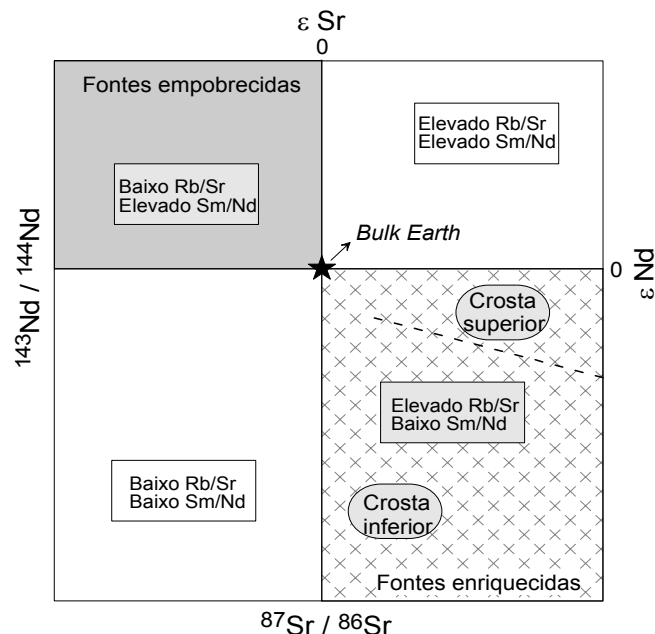


Fig. 6.2 - Diagrama ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ versus ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ (adaptado de DePaolo e Wasserburg, 1979 por Rollinson, 1995). Os reservatórios mantélicos empobrecidos projectam-se no quadrante superior esquerdo, enquanto que os reservatórios enriquecidos, como os crustais, se projectam no quadrante inferior direito.

Finalmente, as rochas da crosta continental superior são caracterizadas por razões Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ claramente inferiores às do manto, enquanto os materiais da crosta inferior apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não muito diferentes dos valores actuais do manto e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variáveis. Existem ainda reservatórios mantélicos enriquecidos cuja composição isotópica parece testemunhar a influência de fenómenos de subducção, envolvendo injeção de material crustal em níveis profundos do manto (razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ baixas e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variáveis).

6.1.5. Sistema K-Ar

O sistema isotópico K-Ar começou a ser utilizado generalizadamente em geocronologia a partir de 1950 (Dalrymple e Lanphere, 1969).

O potássio é um metal alcalino muito abundante, que é incorporado por inúmeros minerais, e ocorre na forma de três isótopos naturais: o ^{39}K , que representa aproximadamente 93 % da abundância do elemento, o ^{41}K e o ^{40}K . Os dois primeiros são estáveis e o ^{40}K é radioactivo.

O decaimento do ^{40}K origina dois isótopos radiogénicos, o ^{40}Ca e o ^{40}Ar . Só cerca de 11% do ^{40}K é que decai por captura electrónica para ^{40}Ar (Dickin, 1997). O árgon é um gás nobre e contém, além deste isótopo radiogénico, cuja abundância é de 99%, mais dois isótopos, o ^{36}Ar e o ^{38}Ar . Quando o decaimento ocorre, o Ar passa a ocupar o espaço anteriormente ocupado pelo K na estrutura cristalina dos minerais.

A aplicação da equação fundamental do decaimento radioactivo a este sistema isotópico é complicada pelo facto de existirem dois produtos de decaimento de um mesmo isótopo. A constante de decaimento total do ^{40}K corresponde à soma das constantes de decaimento do ^{40}Ar e do ^{40}Ca . O valor adoptado para esta constante é de $5,543 \cdot 10^{-11} \text{anos}^{-1}$ (Steiger e Jäger, 1977), correspondendo a um tempo de meia-vida de $1,250 \cdot 10^9$ anos.

Assumindo que o ^{40}Ar presente num mineral se deve exclusivamente ao decaimento do ^{40}K , pode escrever-se:

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda e}{\lambda} {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (10)$$

em que λe representa a constante do decaimento do ^{40}K para ^{40}Ar , e λ a constante de decaimento total do isótopo radioactivo (Dickin, 1997).

Durante a quantificação do ^{40}Ar , faz-se também a determinação da razão $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ para correcção do árgon atmosférico que possa estar presente, e cuja composição é conhecida (Faure, 1986).

A capacidade de retenção do Ar na estrutura cristalina varia de mineral para mineral, e pode ser afectada, por episódios térmicos, como sejam o metamorfismo regional ou de contacto, pela meteorização e alteração hidrotermal, ou mesmo pela preparação dos minerais para análise (Faure, 1986). Estes factores podem influenciar significativamente a idade obtida por este método, tornando-a inferior à idade de cristalização do mineral.

6.2. RESULTADOS DE ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Com base no estudo petrográfico e nos dados de geoquímica de rocha total, seleccionaram-se amostras de cada tipo de granitóide para análise isotópica nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd. Para o sistema Rb-Sr foram analisadas 11 amostras de rocha total, e para o sistema Sm-Nd, 3 amostras. Foram também determinadas idades K-Ar em concentrados de biotite e moscovite do monzogranito de Pera Velha e do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

Os resultados obtidos para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd são apresentados nas Tabelas 6.1 e 6.2. e Anexo V (Tabela V.1) Para o cálculo das idades Rb-Sr recorreu-se ao programa ISOPLOT 3.00 de Ludwig (2003).

Tabela 6.1 – Dados isotópicos Rb-Sr dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | \pm Erro (2σ) | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ |
|--|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------|-------------------------------------|
| Granodiorito-monzogranito de Lagares | | | | | | |
| 36A | 322 | 172 | 5.43 | 0.73353 | 0.00004 | 0.70903 |
| 39A | 316 | 225 | 4.07 | 0.72601 | 0.00003 | 0.70764 |
| Monzogranito de Pera Velha | | | | | | |
| 22A | 266 | 91.6 | 8.42 | 0.74304 | 0.00005 | 0.70771 |
| 1A | 332 | 51 | 18.98 | 0.78925 | 0.00004 | 0.70955 |
| Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | |
| 28A | 337 | 218 | 4.48 | 0.72763 | 0.00005 | 0.70901 |
| 5A | 310 | 92 | 9.79 | 0.75028 | 0.00005 | 0.70960 |
| 32A | 435 | 49 | 25.96 | 0.81608 | 0.00003 | 0.70823 |
| 2A | 310 | 136 | 6.61 | 0.73741 | 0.00005 | 0.70992 |
| 35A | 335 | 54 | 18.08 | 0.78357 | 0.00003 | 0.70844 |
| 21A | 371 | 50 | 21.66 | 0.79974 | 0.00004 | 0.70974 |

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ calculado para: 317 Ma (Simões, 2000) no granodiorito-monzogranito de Lagares, 295 Ma (Ferreira *et al.*, 1987b) para o monzogranito de Pera Velha e 292 Ma para o monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

Tabela 6.2 – Dados isotópicos Sm-Nd dos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves

| | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Erro (2 σ) | ϵNd_i |
|--|----------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------------------|-----------------------|
| Monzogranito Pera Velha | | | | | | |
| 22A | 5.12 | 26.1 | 0.119 | 0.512368 | 0.000011 | -2.3 |
| Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | |
| 32A | 6.56 | 30.7 | 0.129 | 0.512381 | 0.000015 | -2.5 |
| 12A | 7.76 | 41.4 | 0.113 | 0.512179 | 0.000010 | -5.9 |

6.2.1. Datações pelo método Rb-Sr

Devido à fraca dispersão das razões Rb-Sr no granodiorito-monzogranito de Lagares, não foi possível datá-lo pelo método Rb-Sr (rocha-total).

Pelas mesmas razões, considerou-se que não se justificava tentar obter uma datação por rocha total (RT) para o monzogranito de Pera Velha. No entanto, analisaram-se concentrados de feldspato potássico (Fsp) e de biotite (Bt) para, em conjunto com a amostra de rocha total, determinar isócronas internas para este granitóide. No diagrama isocrónico Rb-Sr, a associação Fsp – Bt – RT define uma errócrona de 149 ± 27 Ma, com um MSWD de 157, indicando uma perturbação clara do sistema isotópico. Para o par RT – Bt, obteve-se um valor de 149 ± 60 Ma, com uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7252 \pm 71$, enquanto o par RT – Fsp deu uma “idade” de 266 ± 3.3 Ma, à qual se associa uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71114 \pm 43$.

Todas as “idades” mineral – rocha total referidas anteriormente parecem ter sido fortemente afectadas por reequilíbrios isotópicos tardios e não reflectem a idade de cristalização do monzogranito de Pera Velha. Tendo em conta as baixas temperaturas de bloqueio da biotite e do feldspato no sistema Rb-Sr (Fig. 6.3), é provável que estas “idades” não tenham qualquer significado geocronológico.

No caso do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, o espectro de variação das razões Rb-Sr permitiu seleccionar seis amostras para datação pelo método Rb-Sr (rocha total). As amostras analisadas definem uma isócrona de rocha total de 292 ± 6 Ma, com uma razão inicial de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de 0,70931 e um MSWD de 1,3 (Fig. 6.4).

O baixo valor de MSWD (modelo 1, Isoplot) confere confiança aos resultados analíticos e permite interpretar a idade 292 ± 6 Ma como uma idade de cristalização, confirmando ainda a relação de consanguinidade entre as amostras deste corpo intrusivo.

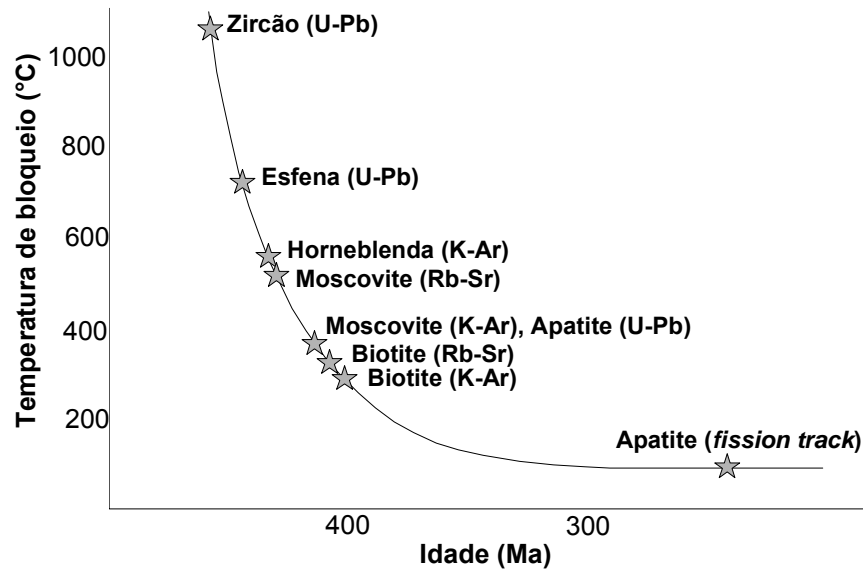


Fig. 6.3: Temperaturas de bloqueio para diferentes minerais (Rollinson, 1995)

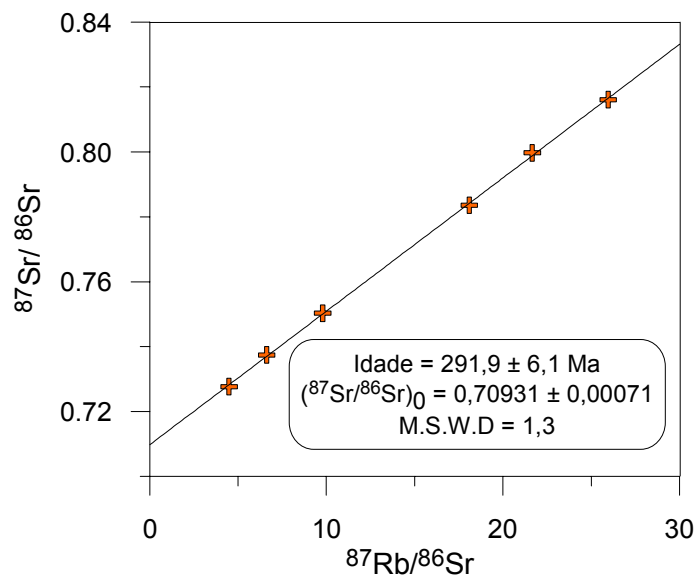


Fig. 6.4 – Isócrona de rocha total do monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves.

6.2.2. Datações pelo método K-Ar

Apresentam-se na Tabela 6.3, e Anexo V (Tabela V.2) as idades K-Ar obtidas em concentrados de biotite e de moscovite dos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves.

A idade K-Ar obtida em concentrados de biotite do monzogranito de Pera Velha (274 ± 10 Ma; Tabela 6.3) não corresponde a uma idade de cristalização. Como se pode observar na Fig. 6.3., as temperaturas de bloqueio da biotite no sistema K-Ar são relativamente baixas (295 - 410°, Rollinson, 1995), o que significa que podem ocorrer trocas isotópicas por difusão, enquanto estas temperaturas não forem alcançadas. Só a

partir da altura em que o mineral atinge a sua temperatura de bloqueio, é que a velocidade de difusão se torna negligenciável e todo o isótopo-filho é acumulado na estrutura cristalina do mineral.

Tabela 6.3 – Dados isotópicos K-Ar em micas dos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves

| | %K | $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g | % $^{40}\text{Ar}_{\text{ar}}$ | Idade (Ma) |
|---|------|--------------------------------------|--------------------------------|--------------|
| <i>Monzogranito de Pera Velha</i> | | | | |
| 22 - Bt | 7.39 | 83.302 | 2.42 | 274 ± 10 |
| <i>Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves</i> | | | | |
| 5 - Bt | 6.76 | 75.621 | 4.21 | 272 ± 8 |
| 5 - Ms | 5.70 | 69.716 | 2.84 | 295 ± 11 |

Bt – biotite; Ms – moscovite.

Em rochas magmáticas plutónicas, as idades determinadas em minerais ou rocha total representam frequentemente a idades de cristalização, porque o intervalo de tempo que medeia entre o momento da cristalização e o momento em que o mineral e/ou rocha atingem a temperatura de bloqueio é relativamente curto, à escala do tempo geológico. No entanto, se o arrefecimento for extremamente lento, as idades calculadas a partir de minerais reflectirão a idade de arrefecimento. Por outro lado, os reajustamentos isotópicos que ocorrem em rochas ígneas durante processos térmicos tardios podem produzir isócronas de rocha total e/ou de minerais que dão a idade do evento térmico e não a idade de formação.

Deste modo, é possível que a idade K-Ar obtida para a biotite do monzogranito de Pera Velha (274 ± 10 Ma; Tabela 6.3) corresponda a uma idade de arrefecimento ou de um evento hidrotermal tardio. Como a capacidade de retenção do Ar também é afectada por outro tipo de factores (dimensão do grão, procedimentos de preparação), não pode excluir-se a hipótese desta idade não ter sequer significado geocronológico.

Ferreira *et al.* (1987b) obtiveram uma idade de 295 ± 6 Ma (Tabela 6.4) em moscovites do mesmo granito. Uma vez que a moscovite apresenta temperaturas de bloqueio muito superiores às da biotite no sistema K-Ar (Fig. 6.3), é provável que a idade da moscovite corresponda a uma idade de cristalização.

No monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, foram também determinadas idades K-Ar em moscovite e biotite. Os resultados obtidos para a moscovite (295 ± 11 Ma, Tabela 6.3) são concordantes, dentro da margem de erro, com os da isócrona Rb-Sr (rocha total), sugerindo que este granitóide se tenha instalado há cerca de 292-295 Ma.

Já a idade K-Ar da biotite deste granito (272 ± 8 Ma, Tabela 6.3) levanta o mesmo tipo de problemas que se discutiram a propósito do maciço de Pera Velha.

6.2.3. Geoquímica isotópica

Na Tabela 6.4, apresenta-se uma compilação dos dados geocronológicos existentes para os granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

Tabela 6.4 – Síntese das idades dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | Idade | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ | εNd_T | T_{DM} |
|--|-------------|-------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|-----------------|
| Granodiorito-monzogranito de Lagares | 317 + 3Ma* | 0.7083 | Nd | nd | nd |
| Monzogranito de Pera Velha | 295 + 6Ma** | 0.7086 | 0.51214 | -2.3 | 1.10 Ga |
| Monzogranito-sienogranito de Ferreira Aves | 292 + 6Ma | 0.7093 | 0.51205 | -4.2 | 1.26 Ga |

* idade de monazite por U-Pb (Simões, 2000) ** idade de biotites por K-Ar (Ferreira et al., 1987)

nd – não determinado

Com base na informação disponível, seleccionaram-se as idades de 317, 295 e 292 Ma para calcular as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais das amostras dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, respectivamente (Tabela 6.1). Nos dois últimos maciços, determinaram-se também as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais para as amostras em que havia dados isotópicos de Nd (Tabela 6.2).

A idade de 317 ± 3 Ma foi determinada por Simões (2000), pelo método U-Pb, em monazites do granito de Ucanha-Vilar. Segundo Teixeira *et al.* (1972), o granodiorito de Lagares corresponde ao prolongamento para SE do maciço de Ucanha-Vilar, o que permite assumir a mesma idade para as duas intrusões. As razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{317}$ em duas amostras do granitóide de Lagares variam entre 0,70764 e 0,70903 (Tabela 6.1), sugerindo uma contribuição importante de protólitos da crosta continental superior na sua petrogénese.

No entanto, estes valores são inferiores aos dos metassedimentos e gnaisses do soco varisco, que estão actualmente expostos na Zona Centro-Ibérica (Fig. 6.5). Deste modo, não pode excluir-se a hipótese deste granito resultar da fusão parcial de protólitos ígneos máficos e félsicos da crosta inferior ou, em alternativa, de processos de hibridização e/ou contaminação entre magmas mantélicos e fundidos de anatexia crustal (Fig. 6.5).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais no monzogranito de Pera Velha ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{295} = 0.70771\text{--}0.70955$) e no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{292} = 0.70823\text{--}0.70992$) (Tabela 6.1) apontam também para um forte envolvimento de materiais da crosta na génese destes magmas. Contudo, tal como no caso do granodiorito de Lagares, as assinaturas isotópicas dos granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves não permitem descartar totalmente a intervenção de mecanismos de mistura de fontes na formação destes magmas.

Os valores de ϵNd inicial nas amostras dos granitóides de Pera Velha ($\epsilon\text{Nd}_{295} = -2,3$) e Ferreira de Aves ($\epsilon\text{Nd}_{292} = -2,5 \text{ -- } -5,9$) (Tabela 6.2) são menos negativos do que a maioria das rochas da crosta superior. Com efeito, apesar das amostras se localizarem no quadrante inferior direito no diagrama de correlação isotópica da Figura 6.5, o que é consistente com uma derivação, total ou parcial, de protólitos empobrecidos em Sm e enriquecidos em Rb, como os da crosta continental superior, as suas composições isotópicas não se sobrepõem aos campos definidos por estes reservatórios. O desvio observado aponta para a possibilidade destas rochas não corresponderem a simples produtos de anatexia de materiais da crosta superior.

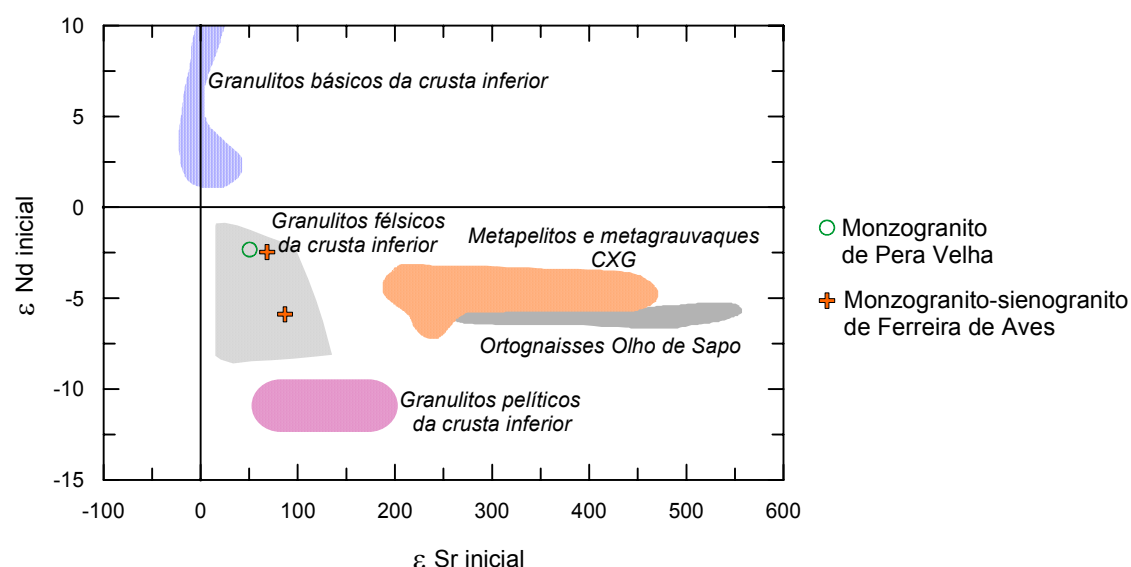


Fig. 6.5 – Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (DePaolo e Wasserburg, 1976). Os campos projectados foram recalculados para a idade de 295 Ma, CXG (Proterozóico Superior - Câmbrio) (Beetsma, 1995, Tassinari *et al.*, 1995); ortognaisses do Complexo Olho de Sapo (Beetsma, 1995); granulitos félsicos da crosta inferior (Villaseca *et al.*, 1999); granulitos pelíticos da crosta inferior (Villaseca *et al.*, 1999) e granulitos básicos da crosta inferior (Peucat *et al.*, 1990). Razões calculadas para 295Ma obtida em biotites por K-Ar (Ferreira *et al.*, 1987b) para o monzogranito de Pera Velha, e 292Ma obtida pela isócrona Rb-Sr de rocha total (Fig. 6.4), no caso do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

Os dados isotópicos de Nd são muitas vezes usados para determinar idades médias de diferenciação crosta-manto (Faure, 1986; Dickin, 1995). Assumindo um modelo de extracção da crosta a partir de manto empobrecido (DePaolo, 1981), calcularam-se as idades-modelo (T_{DM}) das diferentes amostras. Da observação da Tabela 6.4 pode concluir-se os granitóides tardi- a pós-cinemáticos de Pera Velha e Ferreira de Aves têm idades-modelo compreendidas entre 1.10 e 1.26 Ga, o que está de acordo com os intervalos encontrados noutros sectores da cadeia varisca europeia (e.g. Downes e Duthou, 1988; Beetsma, 1995).

6.3. ISÓTOPOS ESTÁVEIS – OXIGÉNIO

O oxigénio é um componente importante dos minerais constituintes das rochas e o elemento químico mais abundante da crosta terrestre (Faure, 1986). Ocorre na forma de três isótopos estáveis, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , cujas abundâncias são 99,63 %, 0,0375 % e 0,1995 %, respectivamente (Faure, 1986).

A composição isotópica de elementos de baixo número atómico, como é o caso do oxigénio ($Z=6$), pode variar no decurso de determinados processos naturais devido à sua fraccionação. A fraccionação dos vários isótopos do mesmo elemento está relacionada com variações nas suas propriedades físico-químicas e é proporcional à diferença das suas massas. É um processo dependente da temperatura que pode ser traduzido por um factor de fraccionação (α),

$$\alpha = \frac{R_A}{R_B} \quad (11)$$

em que R representa a razão entre o isótopo pesado e o isótopo leve do elemento, e A e B , duas fases diferentes de um sistema.

Nos sistemas naturais, a variação da abundância dos isótopos estáveis é normalmente reduzida, e a abundância absoluta dos isótopos pesados é geralmente muito baixa. Por essas razões, a composição isotópica de uma amostra é determinada analiticamente através das diferenças de composição entre a amostra e um padrão (Hoefs, 1997; Criss, 1999). A relação entre eles é definida pela fórmula,

$$\delta_{AM} = \frac{R_{AM} - R_{PAD}}{R_{PAD}} \times 1000 \quad (12)$$

em que R_{AM} representa a razão isótopo pesado/isótopo leve na amostra, e R_{PAD} a mesma razão, no padrão. O factor 1000 converte os valores em permilagem (‰).

Adaptando esta equação aos isótopos de oxigénio obtém-se,

$$\delta^{18}O = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{AM} - (^{18}O/^{16}O)_{PAD}}{(^{18}O/^{16}O)_{PAD}} \right] \times 1000 \quad (13)$$

O padrão utilizado internacionalmente nas análises de isótopos de oxigénio tem uma composição aproximada da água do mar e é designado por *SMOW* (*Standard Mean Ocean Water*), tendo sido definido no início dos anos 60. Posteriormente foi preparado um outro padrão, de composição aproximada à do *SMOW*, que foi designado por *V-SMOW* (*Viena-SMOW*) (Hoefs, 1997).

Em geral, os valores de $\delta^{18}O$ nos minerais e nas rochas são superiores ao do *SMOW*. Nas rochas silicatadas, os valores de $\delta^{18}O$ variam de +5 a +15 ‰, e são reflexo da sua composição mineralógica.

As rochas constituídas por minerais com maior tendência para concentrar oxigénio, como são exemplo o quartzo, o feldspato potássico, a plagioclase de composição intermédia, a moscovite, etc, possuem valores mais elevados de $\delta^{18}O$ do que as rochas compostas por minerais com fraca capacidade concentradora de oxigénio (olivina, granada, ilmenite, magnetite, etc.). Verifica-se, então, que os valores de $\delta^{18}O$ das rochas tendem a aumentar com o teor em SiO_2 . Assim, os isótopos de oxigénio tornam-se uma mais valia na caracterização geoquímica de rochas, podendo fornecer importantes indicações sobre a sua origem e condições de formação.

Nas rochas magmáticas, são vários os factores que podem condicionar o teor em $\delta^{18}O$ apresentado por rochas e minerais. Os mais importantes são, a temperatura de cristalização, o $\delta^{18}O$ do magma, os processos de cristalização fraccionada, os efeitos do re-equilíbrio a temperaturas “subsolidus”, e os fenómenos de interacção com soluções aquosas (Faure, 1986).

As rochas graníticas apresentam valores de $\delta^{18}O$ entre os 7 e os 13 ‰. Esta variabilidade é, em parte, uma consequência da diversidade de protólitos que podem estar na sua origem. Com efeito, os granitóides derivados de fontes ígneas tendem a exibir valores de $\delta^{18}O$ mais baixos do que os resultantes, mesmo que parcialmente, da anatexia de materiais crustais. Valores inferiores a 10 ‰ são considerados como característicos dos granitos do tipo I, enquanto os granitos do tipo S apresentam normalmente valores superiores (Chappell e White, 1992).

A análise conjunta dos dados de isótopos de oxigénio e dos isótopos radiogénicos Sr e Nd é frequentemente usada na identificação dos reservatórios fonte envolvidos na génese de rochas ígneas. Em rochas geneticamente relacionadas observa-se geralmente uma correlação positiva entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, e uma correlação negativa entre $\delta^{18}\text{O}$ e $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ (Faure, 1987).

6.4. RESULTADOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS – OXIGÉNIO

Apresentam-se na Tabela 6.5 e Anexo V (Tabela V.3), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em 6 amostras dos granitóides estudados. No conjunto das amostras analisadas, os valores $\delta^{18}\text{O}$ variam entre 9,89 e 11,40, situando-se dentro do intervalo definido para as rochas graníticas (7-13 ‰) (Faure, 1986). O granodiorito-monzogranito de Lagares mostra uma certa dispersão de composições ($\delta^{18}\text{O} = 10,2-11,4$), enquanto os granitóides de Pera Velha e Ferreira de Aves exibem ambas composições homogéneas e distintas entre si.

Tabela 6.5 – Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em ‰, FeO_{tot} em %peso, e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, de amostras seleccionadas dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ | $\text{FeO}_{\text{tot}}(\text{peso}\%)$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ |
|--|---------------------------------|--|-------------------------------------|
| Granodiorito-monzogranito de Lagares | | | |
| 36A | 11.40 | 3.3 | 0.70903 |
| 39A | 10.21 | 3.19 | 0.70764 |
| Monzogranito de Pera Velha | | | |
| 22A | 9.90 | 1.61 | 0.70771 |
| 1A | 9.89 | 1.49 | 0.70955 |
| Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | |
| 28A | 10.77 | 3.04 | 0.70901 |
| 35A | 10.76 | 1.41 | 0.70844 |

Valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ calculados com base na idade admitida para cada granitóide: 317 Ma – granodiorito-monzogranito; 295 Ma – monzogranito; 292 Ma – monzogranito-sienogranito.

As diferenças de valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre os três granitóides parecem indicar que cada uma das intrusões corresponde a uma pulsação magmática distinta. Por outro lado, a ausência de correlação nos diagramas $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\text{FeO}_{\text{total}}$ e $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (Fig. 6.5), tanto entre amostras do mesmo maciço como no conjunto das amostras das três intrusões, sugere que os granitóides Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves não estão geneticamente relacionados e que as suas composições isotópicas de oxigénio não foram significativamente afectadas por processos de cristalização fraccionada.

No caso do granodiorito-monzogranito de Lagares, a dispersão de valores de $\delta^{18}\text{O}$ observada poderá reflectir os efeitos de fenómenos de alteração hidrotermal, até porque este corpo intrusivo está espacialmente associado a um filão de aplito-pegmatito de dimensões cartográficas.

A presença de valores $\delta^{18}\text{O}$ superiores a +10 ‰ no granodiorito-monzogranito de Lagares e no monzogranito-sienogranito porfiróide de Ferreira de Aves aponta para um forte contribuição crustal na sua petrogénese e, está de acordo com o intervalo de valores referidos por Neiva e Gomes (2001), para os granitos portugueses de tipo S ($\delta^{18}\text{O}$ de 10,2 a 14,1 ‰). Note-se ainda que Taylor *et al.* (1986) considera que as rochas magmáticas da cadeia varisca definem uma província enriquecida em $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O} > +10$ ‰).

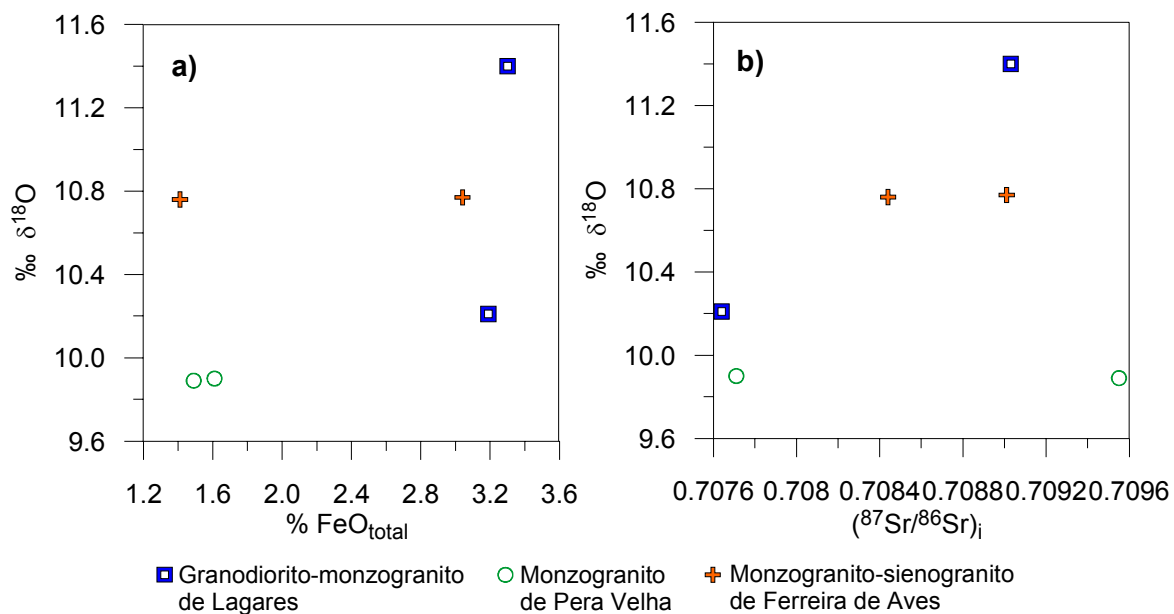


Fig. 6.6 – Diagramas de variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$: a) $\text{FeO}_{\text{total}}$ versus $\delta^{18}\text{O}$, e b) $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus $\delta^{18}\text{O}$; valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ calculados para as idades apresentadas para cada um dos granitóides: \square - 317Ma, \circ - 295Ma, $+$ - 292Ma.

Em contrapartida, os baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ no monzogranito de Pera Velha ($\delta^{18}\text{O} = 9,89$ e $9,90$) apontam para o envolvimento de componentes mais empobrecidas em $\delta^{18}\text{O}$ na origem destes magmas (protólitos ígneos da crosta inferior ou, em alternativa, de processos de hibridização e/ou contaminação entre magmas mantélicos e fundidos de anatexia crustal). Contudo, também é possível explicar valores de $\delta^{18}\text{O}$ inferiores a 10 ‰ como resultado de ligeiras alterações meteórico-hidrotermais das amostras (Dallai *et al.*, 2002), mesmo que não sejam perceptíveis efeitos mineralógicos ou texturais (O'Neil e Taylor, 1967).

CAPÍTULO 7: GEOQUÍMICA DOS MINERAIS

7.1. FELDSPATOS

As composições químicas do feldspato potássico bem como as respectivas fórmulas estruturais são apresentadas na Tabela 7.1 e Anexo VI (Tabelas VI.1 a VI.3).

Tabela 7.1 – Composições químicas e fórmulas estruturais dos feldspatos potássicos dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | | 2 | | | 3 | | |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Méd. | Mín. | Máx. | Méd. | Mín. | Máx. | Méd. | Mín. | Máx. |
| SiO₂ | 64.77 | 63.73 | 65.01 | 65.05 | 64.64 | 65.28 | 65.14 | 65.37 | 64.82 |
| TiO₂ | 0.01 | – | 0.03 | 0.02 | – | – | 0.01 | – | 0.02 |
| Al₂O₃ | 18.50 | 18.78 | 18.26 | 18.50 | 18.55 | 18.28 | 18.58 | 18.44 | 18.57 |
| FeO | 0.04 | 0.02 | 0.11 | 0.04 | 0.08 | – | 0.03 | 0.05 | 0.02 |
| MnO | 0.01 | – | – | 0.02 | – | – | 0.02 | – | – |
| MgO | – | – | – | 0.01 | – | – | 0.01 | – | – |
| CaO | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | – | 0.01 | 0.01 | 0.02 | – |
| Na₂O | 0.57 | 0.70 | 0.35 | 0.94 | 1.19 | 0.71 | 0.92 | 1.23 | 0.54 |
| K₂O | 15.25 | 14.19 | 15.73 | 14.92 | 14.57 | 15.15 | 14.87 | 14.46 | 15.55 |
| BaO | 0.46 | 2.00 | 0.11 | 0.15 | 0.39 | 0.07 | 0.21 | 0.26 | 0.00 |
| P₂O₅ | 0.13 | 0.08 | 0.10 | 0.07 | 0.04 | 0.07 | 0.14 | 0.13 | 0.27 |
| Total | 99.75 | 99.53 | 99.71 | 99.74 | 99.47 | 99.56 | 99.94 | 99.97 | 99.79 |
| Si | 11.978 | 11.898 | 12.019 | 11.995 | 11.968 | 12.047 | 11.982 | 12.008 | 11.954 |
| Al | 4.031 | 4.132 | 3.979 | 4.021 | 4.048 | 3.975 | 4.028 | 3.993 | 4.035 |
| P | 0.020 | 0.013 | 0.016 | 0.011 | 0.006 | 0.010 | 0.022 | 0.020 | 0.042 |
| Ti | 0.002 | – | 0.004 | 0.002 | – | – | 0.001 | – | 0.002 |
| Fe | 0.006 | 0.002 | 0.016 | 0.006 | 0.013 | – | 0.004 | 0.008 | 0.003 |
| Mn | 0.001 | – | – | 0.003 | 0.001 | – | 0.003 | – | – |
| Mg | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | – | 0.001 | 0.002 | – | – |
| Ca | 0.003 | 0.008 | 0.002 | 0.003 | – | 0.001 | 0.003 | 0.004 | – |
| Na | 0.204 | 0.253 | 0.127 | 0.337 | 0.426 | 0.254 | 0.328 | 0.436 | 0.194 |
| K | 3.596 | 3.381 | 3.709 | 3.509 | 3.442 | 3.565 | 3.490 | 3.389 | 3.657 |
| Ba | 0.033 | 0.146 | 0.008 | 0.011 | 0.028 | 0.005 | 0.015 | 0.019 | 0.000 |
| Z | 16.03 | 16.04 | 16.01 | 16.03 | 16.02 | 16.03 | 16.03 | 16.02 | 16.03 |
| X | 3.85 | 3.79 | 3.87 | 3.87 | 3.91 | 3.83 | 3.85 | 3.86 | 3.86 |
| Or | 93.74 | 89.27 | 96.45 | 90.92 | 88.34 | 93.21 | 90.99 | 88.06 | 94.95 |
| Ab | 5.32 | 6.67 | 3.31 | 8.72 | 10.94 | 6.63 | 8.55 | 11.34 | 5.04 |
| An | 0.07 | 0.20 | 0.04 | 0.08 | 0.00 | 0.03 | 0.07 | 0.11 | 0.00 |
| N | 12 | | | 15 | | | 21 | | |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Méd. – valor médio; Mín. – análise com o menor teor de Or; Máx. – análise com o maior teor de Or. Óxidos em % peso; An, Ab, Or em % moles; – valor inferior ao limite de detecção; N – número de análises. Número de catiões calculado com base em 32 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa.

A composição dos feldspatos potássicos dos três granitóides é semelhante (Fig. 7.1). Observa-se uma tendência para um maior teor de Or nos cristais de microclina da matriz do que nos megacristais (Tabela 7.2) (Campos *et al.*, 2002; Gomes, 1996).

Tabela 7.2 – Composição média de cristais de feldspato potássico da matriz e fenocristais dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | 2 | | 3 | |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | Megacristal | Matriz | Megacristal | Matriz | Megacristal | Matriz |
| SiO₂ | 64.66 | 64.89 | 65.06 | 65.05 | 65.29 | 65.03 |
| TiO₂ | – | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Al₂O₃ | 18.62 | 18.38 | 18.51 | 18.50 | 18.56 | 18.59 |
| FeO | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.02 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.01 |
| MgO | – | 0.01 | 0.01 | 0.01 | – | 0.01 |
| CaO | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| Na₂O | 0.66 | 0.48 | 1.04 | 0.88 | 0.97 | 0.89 |
| K₂O | 15.00 | 15.49 | 14.77 | 15.02 | 14.85 | 14.89 |
| BaO | 0.70 | 0.22 | 0.14 | 0.16 | 0.14 | 0.25 |
| P₂O₅ | <u>0.13</u> | <u>0.12</u> | <u>0.07</u> | <u>0.07</u> | <u>0.18</u> | <u>0.12</u> |
| Total | 99.82 | 99.67 | 99.69 | 99.77 | 100.10 | 99.83 |
| Si | 11.957 | 11.998 | 11.994 | 11.995 | 11.985 | 11.980 |
| Al | 4.057 | 4.005 | 4.023 | 4.020 | 4.014 | 4.037 |
| P | 0.021 | 0.019 | 0.010 | 0.011 | 0.028 | 0.018 |
| Ti | – | 0.003 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.002 |
| Fe | 0.005 | 0.006 | 0.008 | 0.005 | 0.006 | 0.003 |
| Mn | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.004 | 0.006 | 0.002 |
| Mg | – | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | 0.003 |
| Ca | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.002 |
| Na | 0.237 | 0.172 | 0.372 | 0.313 | 0.345 | 0.316 |
| K | 3.537 | 3.655 | 3.474 | 3.533 | 3.478 | 3.498 |
| Ba | 0.051 | 0.016 | 0.010 | 0.011 | 0.010 | 0.018 |
| Z | 16.04 | 16.02 | 16.03 | 16.03 | 16.03 | 16.04 |
| X | 3.83 | 3.86 | 3.87 | 3.87 | 3.85 | 3.85 |
| Or | 92.44 | 95.05 | 90.03 | 91.51 | 90.64 | 91.22 |
| Ab | 6.19 | 4.46 | 9.64 | 8.11 | 9.00 | 8.25 |
| An | 0.05 | 0.09 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.06 |
| N | 6 | 6 | 6 | 9 | 8 | 12 |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Óxidos em % peso; Or, Ab, An em % moles; N – número de análises. Número de catiões calculado com base em 32 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa

A microclina do granodiorito de Lagares é a que apresenta um maior teor médio em Ba (Tabela 7.1) e, como se observa na Tabela 7.3, a percentagem em BaO é mais elevada nos megacristais de microclina do que nos respectivos cristais da matriz

(Campos *et al.*, 2002), o que poderá indicar uma origem magmática para os megacrístais deste granitóide (Gomes, 1996) e, por isso, serão fenocrístais.

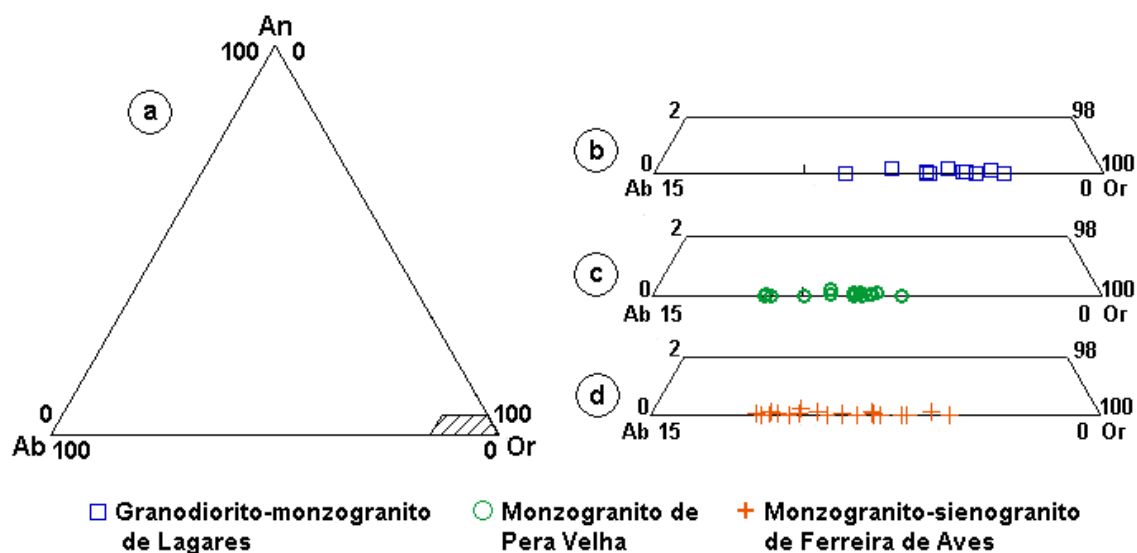


Fig. 7.1 – Projecção da composição da microclina dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Ab-An-Or. a - Localização dos gráficos b, c e d; b – Granodiorito-monzogranito de Lagares; c - Monzogranito de Pera Velha; d –Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

Tabela 7.3 – Síntese da composição dos feldspatos dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | | 1 | 2 | 3 |
|------------------------------------|--------------|-----------|-----------|-----------|
| Teor de Or na microclina | Megacrístais | 94-89 | 93-88 | 94-88 |
| | Matriz | 96-94 | 93-90 | 95-89 |
| % peso de BaO na microclina | Megacrístais | 0.24-1.99 | 0.00-0.39 | 0.00-0.26 |
| | Matriz | 0.11-0.30 | 0.00-0.61 | 0.00-0.47 |
| Teor de An na plagioclase | Megacrístais | 40-11 | 27-7 | 40-14 |
| | Matriz | 49-3 | 27-1 | 34-4 |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

Os dois outros granitóides revelam valores de Ba nos megacrístais de microclina inferiores aos dos cristais deste feldspato da matriz (Tabelas 7.2 e 7.3), o que indica que estes megacrístais são xenocrístais.

As composições químicas e fórmulas estruturais das plagioclases, calculadas na base de 32 átomos de oxigénio, são apresentadas na Tabela 7.4 e Anexo VI (Tabelas VI.4 a VI.6). As análises foram feitas segundo perfis de seis pontos perpendiculares ao eixo mais longo dos cristais.

A composição das plagioclases é, oligoclase-andesina no granodiorito de Lagares e no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, e albite-oligoclase no monzogranito de Pera Velha (Tabelas 7.3 e 7.4 e Fig. 7.2).

Nos três granitóides é observado o decréscimo do teor de anortite do núcleo para o bordo dos cristais de plagioclase (Tabela 7.5), embora em alguns dos casos, a análise mais cálcica seja intermédia entre a dos bordos.

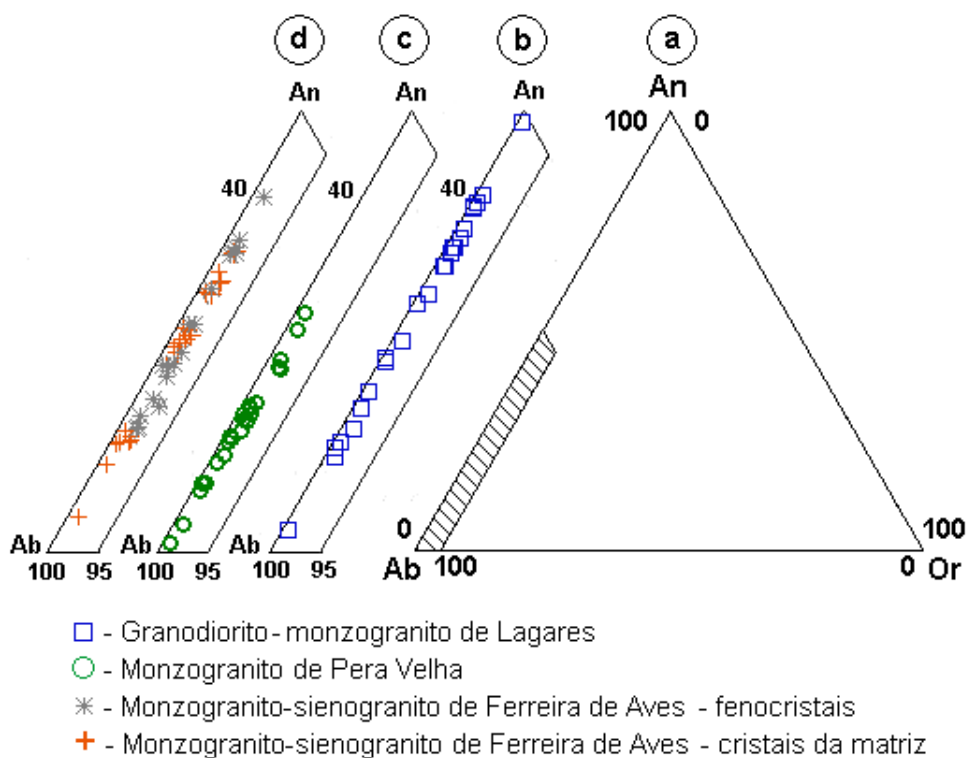


Fig. 7.2 - Projecção da composição das plagioclases dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Ab-An-Or. a - Localização dos gráficos b, c e d; b – Granodiorito-monzogranito de Lagares; c – Monzogranito de Pera Velha; d – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

De acordo com o teor de anortite, só o monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves possui fenocristais de plagioclase, visto os megacristais possuírem An superior aos cristais da matriz (e.g., Campos *et al.*, 2002). Tanto no granodiorito de Lagares como no monzogranito de Pera Velha, os megacristais correspondem a xenocristais (Tabela 7.3).

Tabela 7.4 – Composições químicas e fórmulas estruturais das plagioclases dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | | 2 | | | 3 | | |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | Méd. | Mín. | Máx. | Méd. | Mín. | Máx. | Méd. | Mín. | Máx. |
| SiO₂ | 62.17 | 68.69 | 56.88 | 65.10 | 68.31 | 61.98 | 63.19 | 68.25 | 59.01 |
| TiO₂ | 0.01 | – | 0.01 | 0.02 | 0.06 | – | 0.01 | – | – |
| Al₂O₃ | 23.86 | 19.43 | 27.36 | 21.89 | 19.80 | 23.77 | 23.28 | 20.22 | 26.02 |
| FeO | 0.03 | – | 0.03 | 0.03 | 0.02 | – | 0.03 | – | 0.08 |
| MnO | 0.03 | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | – | – |
| MgO | – | – | – | – | – | 0.01 | – | – | – |
| CaO | 5.45 | 0.52 | 9.75 | 2.94 | 0.19 | 5.48 | 4.56 | 0.79 | 7.96 |
| Na₂O | 7.88 | 10.95 | 5.62 | 9.28 | 10.77 | 7.99 | 8.30 | 10.58 | 6.41 |
| K₂O | 0.13 | 0.09 | 0.09 | 0.17 | 0.12 | 0.17 | 0.24 | 0.19 | 0.20 |
| BaO | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | – | 0.06 | 0.02 | – | 0.04 |
| P₂O₅ | <u>0.08</u> | <u>0.06</u> | <u>0.02</u> | <u>0.12</u> | <u>0.31</u> | <u>0.03</u> | <u>0.11</u> | <u>0.14</u> | <u>0.06</u> |
| Total | 99.65 | 99.81 | 99.85 | 99.60 | 99.61 | 99.51 | 99.76 | 100.17 | 99.78 |
| Si | 11.030 | 12.003 | 10.213 | 11.477 | 11.937 | 11.029 | 11.176 | 11.885 | 10.544 |
| Al | 4.993 | 4.002 | 5.790 | 4.550 | 4.077 | 4.985 | 4.854 | 4.150 | 5.478 |
| P | 0.011 | 0.009 | 0.002 | 0.018 | 0.046 | 0.005 | 0.017 | 0.020 | 0.009 |
| Ti | 0.002 | – | 0.001 | 0.002 | 0.007 | – | 0.001 | – | – |
| Fe | 0.004 | – | 0.005 | 0.004 | 0.003 | – | 0.004 | – | 0.012 |
| Mn | 0.004 | 0.005 | 0.010 | 0.003 | 0.006 | 0.002 | 0.003 | – | – |
| Mg | 0.001 | – | – | 0.001 | – | 0.004 | 0.001 | – | – |
| Ca | 1.039 | 0.098 | 1.875 | 0.556 | 0.035 | 1.044 | 0.865 | 0.147 | 1.524 |
| Na | 2.710 | 3.710 | 1.956 | 3.171 | 3.647 | 2.757 | 2.844 | 3.572 | 2.222 |
| K | 0.030 | 0.019 | 0.020 | 0.039 | 0.028 | 0.039 | 0.054 | 0.042 | 0.046 |
| Ba | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | – | 0.004 | 0.001 | – | 0.002 |
| Z | 16.03 | 16.01 | 16.01 | 16.05 | 16.06 | 16.02 | 16.05 | 16.06 | 16.03 |
| X | 3.79 | 3.83 | 3.87 | 3.78 | 3.75 | 3.85 | 3.77 | 3.76 | 3.81 |
| Ab | 71.78 | 96.89 | 50.76 | 84.20 | 98.30 | 71.71 | 75.56 | 94.99 | 58.55 |
| An | 27.38 | 2.55 | 48.66 | 14.72 | 0.95 | 27.17 | 22.97 | 3.90 | 40.16 |
| Or | 0.79 | 0.50 | 0.52 | 1.04 | 0.75 | 1.01 | 1.44 | 1.11 | 1.22 |
| N | 24 | | | 24 | | | 41 | | |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Méd. – valor médio; Mín. – análise com o menor teor de An; Máx. – análise com o maior teor de An. Óxidos em % peso; An, Ab, Or em % moles; – valor inferior ao limite de detecção; N – número de análises. Número de catiões calculado com base em 32 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa

Os feldspatos incorporam P na sua estrutura cristalina, como se pode observar pelas Tabelas 7.1, 7.2, 7.3, 7.5 e 7.6. O fósforo mostra afinidade pelo Al, e a sua incorporação na estrutura dos feldspatos se faz mediante a seguinte substituição, $\text{Al}^{3+} + \text{P}^{5+} = 2\text{Si}^{4+}$ (London *et al.*, 1990). De acordo London *et al.* (1990, 1993) e London (1992), a disponibilidade de Al no magma favorece este processo, pelo que às rochas mais peraluminosas, e aos seus feldspatos, corresponda um maior teor de P_2O_5 .

Tabela 7.5 – Zonamento das plagioclases dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | | | | | 2 | | | | | | 3 | | | | | |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|--------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | b | i | c | i | i | b | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b |
| SiO₂ | 62.44 | 58.59 | 62.33 | 63.42 | 63.92 | 68.69 | 64.62 | 63.39 | 61.58 | 62.52 | 63.34 | 65.27 | 64.27 | 64.11 | 63.56 | 64.81 | 64.99 | 64.98 |
| TiO₂ | – | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | – | 0.03 | 0.02 | – | – | 0.04 | 0.02 | – | – | – | 0.02 | – | – |
| Al₂O₃ | 23.26 | 25.90 | 23.59 | 22.73 | 22.32 | 19.43 | 21.72 | 22.97 | 23.98 | 23.56 | 22.89 | 21.76 | 22.16 | 22.10 | 23.00 | 22.09 | 21.87 | 21.77 |
| FeO | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.03 | 0.06 | – | 0.05 | – | – | – | 0.02 | 0.05 | 0.03 | – | – | – | – | – |
| MnO | – | 0.10 | – | 0.01 | – | 0.04 | – | 0.06 | 0.01 | 0.11 | 0.06 | – | – | 0.05 | 0.03 | 0.04 | – | – |
| MgO | – | – | – | – | – | – | – | – | 0.02 | 0.00 | 0.01 | – | 0.01 | – | – | – | – | – |
| CaO | 4.78 | 7.79 | 5.73 | 4.38 | 3.70 | 0.52 | 2.77 | 4.16 | 5.39 | 5.01 | 4.36 | 2.57 | 3.10 | 3.49 | 3.99 | 3.29 | 2.86 | 2.77 |
| Na₂O | 8.26 | 6.66 | 8.01 | 8.58 | 9.10 | 10.95 | 9.45 | 8.48 | 7.91 | 8.12 | 8.47 | 9.55 | 9.28 | 9.00 | 8.64 | 8.85 | 9.29 | 9.23 |
| K₂O | 0.17 | 0.11 | 0.08 | 0.09 | 0.10 | 0.09 | 0.24 | 0.25 | 0.17 | 0.21 | 0.21 | 0.17 | 0.26 | 0.29 | 0.32 | 0.47 | 0.34 | 0.32 |
| BaO | – | – | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | – | 0.02 | 0.07 | – | – | – | – | – | – | 0.05 | – |
| P₂O₅ | <u>0.13</u> | <u>0.06</u> | <u>0.02</u> | – | <u>0.03</u> | <u>0.06</u> | <u>0.21</u> | <u>0.05</u> | <u>0.01</u> | <u>0.02</u> | <u>0.04</u> | <u>0.32</u> | <u>0.21</u> | <u>0.16</u> | <u>0.12</u> | <u>0.14</u> | <u>0.22</u> | <u>0.24</u> |
| Total | 99.07 | 99.28 | 99.84 | 99.32 | 99.26 | 99.81 | 99.12 | 99.38 | 99.09 | 99.62 | 99.45 | 99.71 | 99.32 | 99.21 | 99.66 | 99.72 | 99.61 | 99.32 |
| Si | 11.129 | 10.525 | 11.054 | 11.261 | 11.345 | 12.003 | 11.459 | 11.244 | 10.998 | 11.101 | 11.236 | 11.483 | 11.382 | 11.377 | 11.243 | 11.430 | 11.464 | 11.484 |
| Al | 4.885 | 5.482 | 4.931 | 4.757 | 4.669 | 4.002 | 4.540 | 4.801 | 5.047 | 4.929 | 4.785 | 4.512 | 4.625 | 4.622 | 4.794 | 4.591 | 4.546 | 4.534 |
| P | 0.019 | 0.010 | 0.004 | – | 0.005 | 0.009 | 0.031 | 0.008 | 0.002 | 0.003 | 0.006 | 0.048 | 0.032 | 0.024 | 0.018 | 0.021 | 0.033 | 0.035 |
| Ti | – | 0.007 | 0.001 | 0.006 | 0.002 | – | 0.004 | 0.002 | – | – | 0.005 | 0.003 | 0.001 | – | – | 0.003 | – | – |
| Fe | 0.004 | 0.001 | 0.007 | 0.005 | 0.009 | – | 0.007 | – | – | – | 0.004 | 0.007 | 0.004 | – | – | – | – | – |
| Mn | – | 0.016 | 0.001 | 0.001 | – | 0.005 | – | 0.010 | 0.001 | 0.017 | 0.010 | – | – | 0.007 | 0.004 | 0.006 | – | – |
| Mg | 0.001 | – | – | – | – | – | – | – | 0.005 | – | 0.004 | – | 0.003 | – | – | – | – | – |
| Ca | 0.913 | 1.499 | 1.089 | 0.833 | 0.704 | 0.098 | 0.526 | 0.790 | 1.032 | 0.953 | 0.829 | 0.484 | 0.588 | 0.664 | 0.757 | 0.622 | 0.540 | 0.525 |
| Na | 2.856 | 2.321 | 2.753 | 2.952 | 3.131 | 3.710 | 3.249 | 2.915 | 2.740 | 2.794 | 2.912 | 3.257 | 3.185 | 3.097 | 2.963 | 3.026 | 3.178 | 3.162 |
| K | 0.038 | 0.026 | 0.018 | 0.021 | 0.023 | 0.019 | 0.055 | 0.057 | 0.039 | 0.047 | 0.048 | 0.038 | 0.059 | 0.067 | 0.072 | 0.107 | 0.075 | 0.072 |
| Ba | – | – | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | – | 0.001 | 0.005 | – | – | – | – | – | – | 0.003 | – |
| Z | 16.03 | 16.02 | 15.99 | 16.02 | 16.02 | 16.01 | 16.04 | 16.02 | 16.05 | 16.04 | 16.04 | 16.05 | 16.03 | 16.05 | 16.05 | 16.03 | 16.03 | 16.04 |
| X | 3.81 | 3.87 | 3.87 | 3.82 | 3.87 | 3.83 | 3.84 | 3.84 | 3.80 | 3.76 | 3.80 | 3.76 | 3.84 | 3.77 | 3.82 | 3.82 | 3.81 | 3.79 |
| Ab | 75.00 | 60.36 | 71.30 | 77.52 | 81.15 | 96.89 | 84.79 | 77.48 | 71.88 | 73.56 | 76.84 | 86.18 | 83.11 | 80.91 | 78.16 | 80.59 | 83.71 | 84.11 |
| An | 23.99 | 38.98 | 28.21 | 21.88 | 18.24 | 2.55 | 13.74 | 21.01 | 27.06 | 25.08 | 21.88 | 12.80 | 15.34 | 17.36 | 19.95 | 16.57 | 14.22 | 13.97 |
| Or | 1.00 | 0.66 | 0.46 | 0.55 | 0.59 | 0.50 | 1.42 | 1.51 | 1.03 | 1.24 | 1.27 | 1.02 | 1.55 | 1.74 | 1.89 | 2.84 | 1.99 | 1.92 |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Pontos analisados: b – bordo, i – ponto intermédio, c – centro do cristal. Óxidos em %peso. – valores inferiores ao limite de detecção. Número de cátions calculado com base em 32 átomos de oxigénio.

Analista: M.M.Costa.

Quer os teores de P_2O_5 da microclina, quer os da plagioclase não apresentam qualquer correlação com os teores de Or e An, respectivamente (Neiva, 1998). Os fenocristais de microclina do granodiorito de Lagares e também os xenocristais de microclina do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, possuem teores de fósforo superiores aos dos cristais da matriz do feldspato respectivo (Tabela 7.6), enquanto no monzogranito de Pera Velha os xenocristais de microclina têm menor teor de fósforo do que a microclina da matriz. Na plagioclase, os teores de fósforo parecem aumentar do núcleo para o bordo dos cristais (Tabela 7.5) e, no granodiorito de Lagares, os teores de P_2O_5 dos xenocristais deste mineral são superiores apresentados pelos cristais de plagioclase da matriz (Tabela 19).

Tabela 7.6 – Teor de fósforo dos feldspatos coexistentes nos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| P ₂ O ₅ peso% | | | Mínimo | Máximo | Méd ₁ | N | Méd ₂ | N | D[P] F-k/PI |
|-------------------------------------|-------------|--------------|--------|--------|------------------|----|------------------|----|-------------|
| 1 | Microclina | Megacristais | 0.08 | 0.18 | 0.13 | 6 | 0.13 | 12 | 1.69 |
| | | Matriz | 0.07 | 0.15 | 0.12 | 6 | | | |
| | Plagioclase | Megacristais | 0.00 | 0.22 | 0.10 | 12 | 0.08 | 24 | |
| | | Matriz | 0.00 | 0.13 | 0.05 | 12 | | | |
| 2 | Microclina | Megacristais | 0.02 | 0.15 | 0.07 | 6 | 0.07 | 15 | 0.57 |
| | | Matriz | 0.02 | 0.21 | 0.07 | 9 | | | |
| | Plagioclase | Megacristais | 0.00 | 0.35 | 0.12 | 12 | 0.12 | 24 | |
| | | Matriz | 0.01 | 0.32 | 0.12 | 12 | | | |
| 3 | Microclina | Megacristais | 0.08 | 0.34 | 0.17 | 9 | 0.14 | 21 | 1.27 |
| | | Matriz | 0.04 | 0.27 | 0.12 | 12 | | | |
| | Plagioclase | Megacristais | 0.04 | 0.24 | 0.12 | 18 | 0.11 | 41 | |
| | | Matriz | 0.01 | 0.28 | 0.11 | 23 | | | |

Feldspatos de: 1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Méd₁ – média por tipo de cristal, Méd₂ – média por tipo de feldspato; N – número de análises utilizadas no cálculo da média; D[P] Fk/PI - coeficiente de distribuição empírico.

Tanto o granodiorito-monzogranito de Lagares como o monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves tendem a apresentar valores de P_2O_5 na microclina superiores aos encontrados na plagioclase coexistente (Tabela 7.6), o que está em concordância com o trabalho de Neiva (1998). O coeficiente D[P]Fk/PI para estes granitóides varia entre 1,27 e 1,69, o que segundo London (1992) sugere que não tenha havido uma fraccionação significativa de fósforo entre os feldspatos coexistentes.

No entanto, o monzogranito de Pera Velha apresenta um valor do coeficiente empírico K[P]Fk/PI inferior a 1, o que segundo London (1992) poderá significar que a plagioclase começou a sua cristalização antes do feldspato potássico, ou então que este último tenha começado a cristalizar quando do magma já teria sido removido quase todo o fósforo.

7.2. BIOTITE

As composições e as fórmulas estruturais das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves são apresentadas na Tabela 7.7 e no Anexo VI (Tabela VI.7 e VI.8). A estimativa de Fe^{2+} e Fe^{3+} foi realizada recorrendo ao método proposto por Bruijn *et al.* (1983).

Tabela 7.7 – Análises químicas das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | 2 | | 3 | |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Média | D.Pad | Média | D.Pad | Média | D.Pad |
| SiO₂ | 36.89 | 0.29 | 36.26 | 0.32 | 36.35 | 0.34 |
| TiO₂ | 2.29 | 0.32 | 2.45 | 0.24 | 2.57 | 0.22 |
| Al₂O₃ | 19.20 | 0.28 | 19.33 | 0.36 | 18.91 | 0.65 |
| FeO | 19.58 | 0.80 | 21.91 | 1.77 | 21.33 | 1.30 |
| MnO | 0.23 | 0.02 | 0.74 | 0.19 | 0.35 | 0.15 |
| MgO | 7.15 | 0.28 | 5.05 | 1.75 | 6.55 | 1.60 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | – | 0.01 | 0.01 |
| Na₂O | 0.07 | 0.01 | 0.06 | 0.02 | 0.07 | 0.02 |
| K₂O | 9.38 | 0.08 | 9.34 | 0.09 | 9.41 | 0.13 |
| F | 0.53 | 0.11 | 0.62 | 0.21 | 0.74 | 0.16 |
| Cl | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| Total | 95.33 | | 95.80 | | 96.31 | |
| Si | 2.787 | 0.020 | 2.765 | 0.008 | 2.747 | 0.016 |
| Al^{IV} | 1.213 | 0.020 | 1.235 | 0.008 | 1.253 | 0.016 |
| Z | 4.00 | | 4.00 | | 4.00 | |
| Al^{VI} | 0.496 | 0.024 | 0.504 | 0.045 | 0.431 | 0.072 |
| Ti | 0.130 | 0.018 | 0.140 | 0.014 | 0.146 | 0.013 |
| Fe³⁺ | 0.049 | 0.012 | 0.051 | 0.012 | 0.061 | 0.015 |
| Fe²⁺ | 1.188 | 0.041 | 1.347 | 0.115 | 1.288 | 0.090 |
| Mn | 0.015 | 0.001 | 0.048 | 0.012 | 0.022 | 0.010 |
| Mg | 0.805 | 0.030 | 0.573 | 0.194 | 0.737 | 0.176 |
| Y | 2.68 | | 2.66 | | 2.69 | |
| Ca | 0.001 | 0.001 | 0.001 | – | 0.001 | 0.001 |
| Na | 0.010 | 0.001 | 0.009 | 0.003 | 0.010 | 0.003 |
| K | 0.904 | 0.006 | 0.909 | 0.007 | 0.907 | 0.008 |
| X | 0.91 | | 0.92 | | 0.92 | |
| F | 0.126 | 0.025 | 0.149 | 0.050 | 0.176 | 0.038 |
| Cl | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.003 |
| N | 5 | | 8 | | 12 | |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. D.Pad – desvio-padrão. Óxidos em % peso; – valor inferior ao limite de detecção; N – número de amostras em que foi analisada biotite. Número de catiões calculado com base em 11 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa.

A projecção das biotites dos três granitóides no diagrama de Foster (1960) permite classificá-las como biotites ferríferas, embora algumas análises de biotite do

monzogranito de Pera Velha e do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, se projectem na transição entre este campo e o das siderofilites (Fig. 7.3).

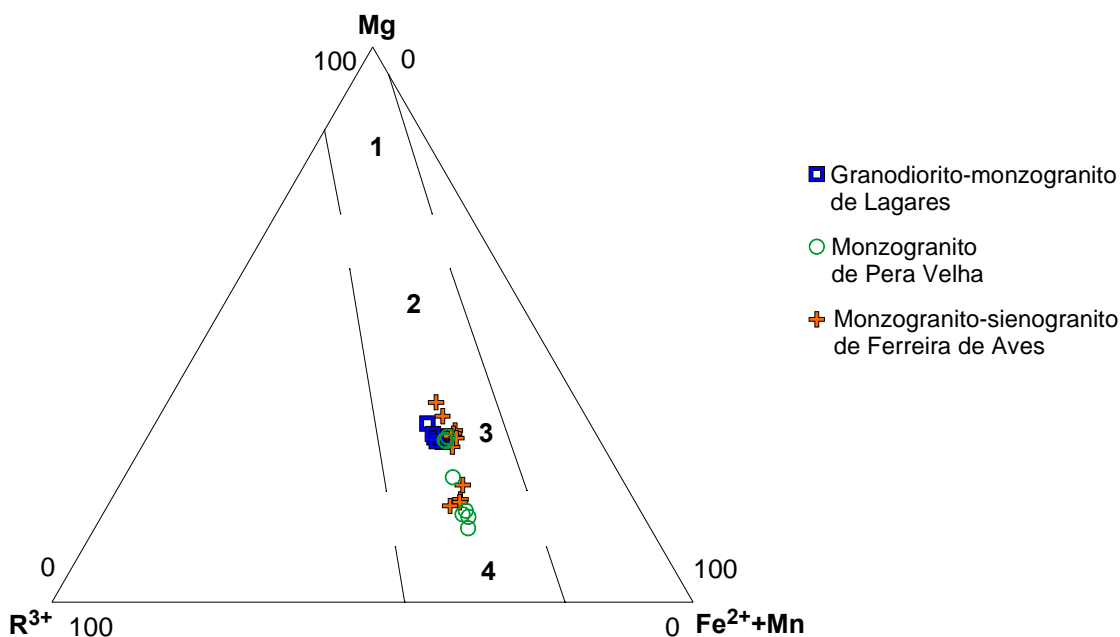


Fig. 7.3 - Projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama segundo Foster (1960). Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites feríferas; 4 – siderofilites.

No diagrama de Nockolds (1947) as biotites projectam-se no campo da biotite coexistente com moscovite e na transição deste para o campo em que a biotite não coexiste com outros minerais máficos (Fig. 7.4). Na adaptação que Albuquerque (1973) fez deste diagrama, as biotites dos três granitóides localizam-se no campo em que a biotite é coexistente com aluminossilicatos (Fig. 7.5). Em ambos os casos a classificação obtida está de acordo com as observações petrográficas.

A projecção no diagrama de Gokhale (1968) permite discriminar a origem magmática ou metamórfico-metassomática da biotite. As biotites do granodiorito de Lagares localizam-se no campo metamórfico-metassomático e na transição para o campo magmático. Os outros dois granitóides têm, na generalidade, as biotites correspondentes às amostras menos evoluídas projectadas no campo metamórfico-metassomático, enquanto que as biotites das amostras mais evoluídas se situam no campo magmático (Fig. 7.6).

É de salientar que os campos definidos por Gokhale são baseados no estudo das biotites de granitos, pelo que biotites magmáticas de rochas menos ácidas, devido ao teor mais elevado em Mg que apresentam, são projectadas no campo metamórfico-

metassomático definido por este autor, mesmo não sendo essa a sua origem. Resultados semelhantes foram também obtidos por Gomes (1996).

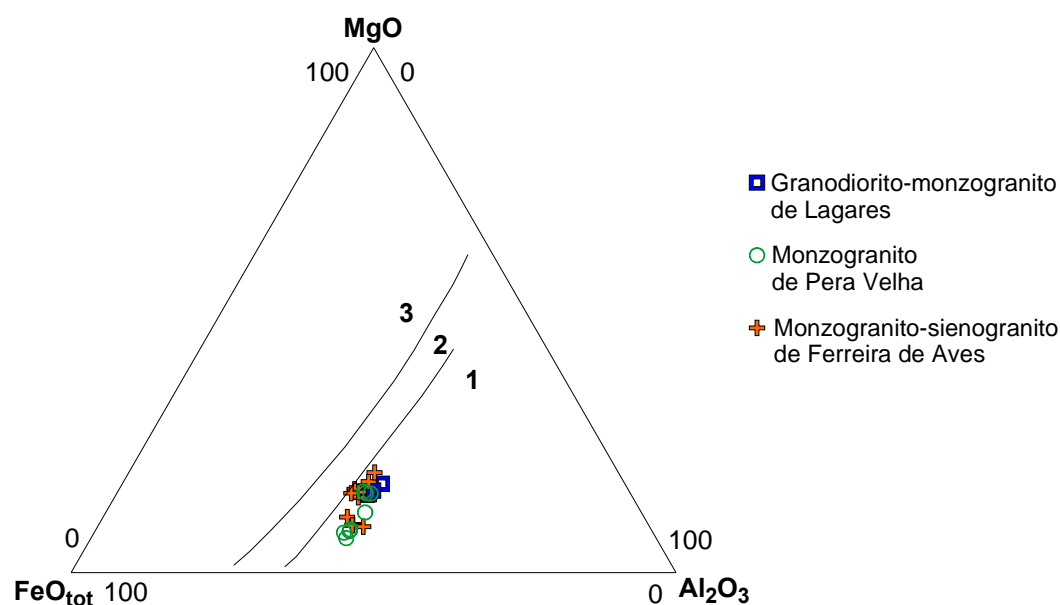


Fig. 7.4 - Projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama FeO – MgO – Al_2O_3 , segundo Nockolds (1947). Campos: 1 – biotite coexistente com moscovite; 2 – biotite não coexistente com outros minerais máficos; 3 – biotite coexistente com piroxena e anfíbola.

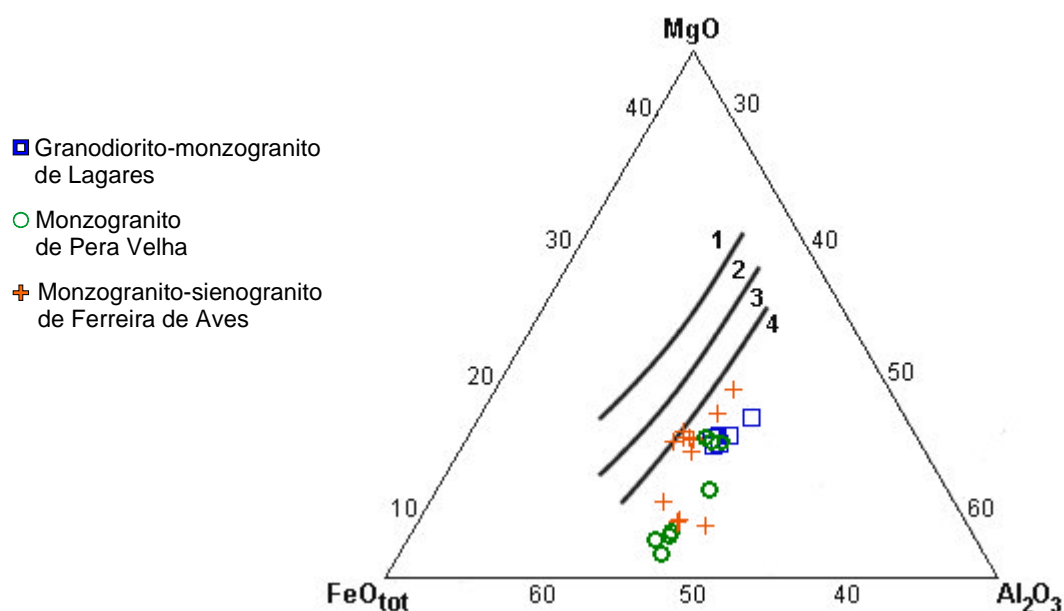


Fig. 7.5 - Projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama FeO – MgO – Al_2O_3 , adaptado por Albuquerque (1973) a partir de Nockolds (1947). Campos: 1 – biotite coexistente com anfíbola; 2 – biotite não acompanhada por outros minerais ferromagnesianos; 3 – biotite coexistente com moscovite; 4 – biotite coexistente com aluminossilicatos.

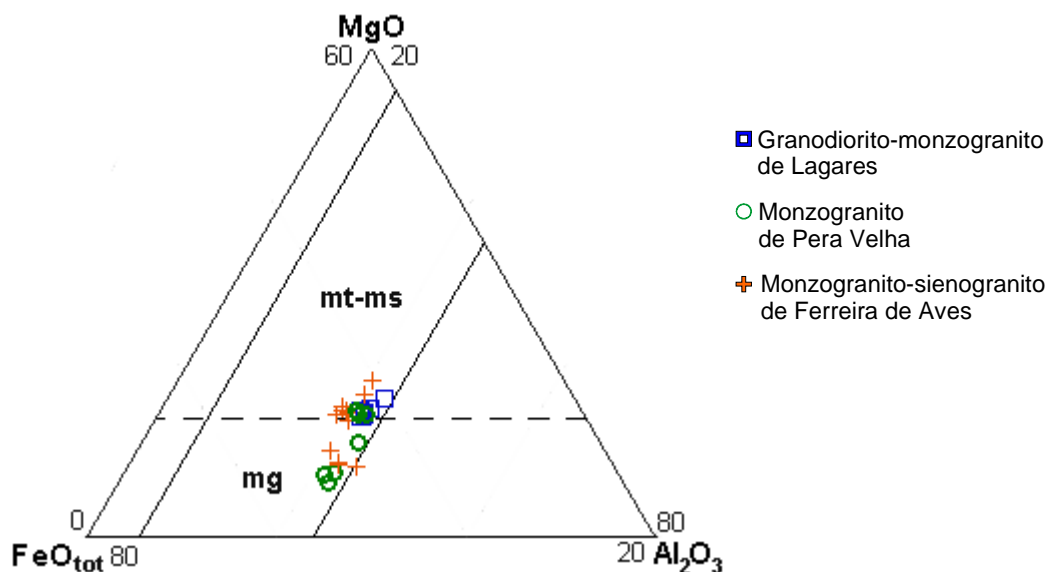


Fig. 7.6 – Projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama $\text{FeO}_{\text{tot}} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, segundo Gokhale (1968). Campos: mg – biotites das rochas magmáticas; mt-ms – biotites das rochas metamórfico-metassomáticas.

A projecção das biotites dos três granitóides no diagrama de Nachit *et al.* (1985) revela que estes pertencem à série das rochas alumino-potássicas. As amostras projectam-se ao longo dos campos que compõem esta série: coexistência de biotite+moscovite (D_1) e biotite+cordierite (D_2). No entanto não foi encontrada cordierite em nenhum deles, sendo a projecção neste campo devida ao elevado teor em Mg que algumas biotites apresentam (Fig. 7.7).

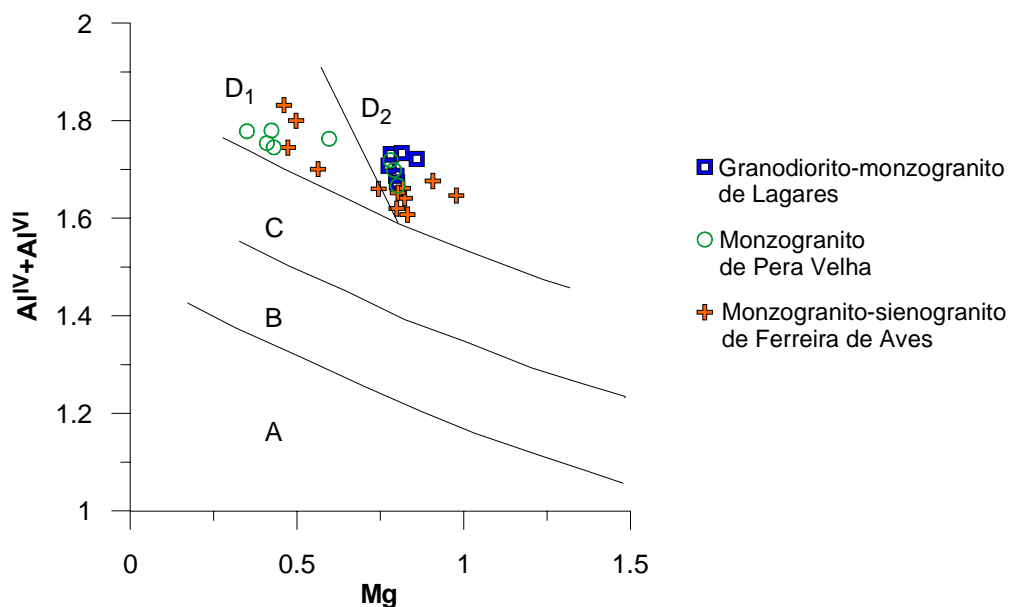


Fig. 7.7 - Projecção das biotites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Mg versus Al total, segundo Nachit, *et al.* (1985). Campos: A – rochas de séries alcalinas; B – séries subalcalinas; C – séries calco-alcalinas; D_1 – séries alumino-potássicas com biotite \pm moscovite; D_2 – séries alumino-potássicas com biotite \pm cordierite.

Os diagramas de variação seleccionados (Fig. 7.8) permitem constatar que não há tendências evolutivas entre as biotites dos três granitóides. A biotite do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves apresenta a maior variabilidade composicional. Com o decréscimo de $\text{FeO}_{\text{total}}$ deste granitóide observa-se um aumento na percentagem de Al, Fe e F, e uma tendência de decréscimo de Ti e Mg da biotite.

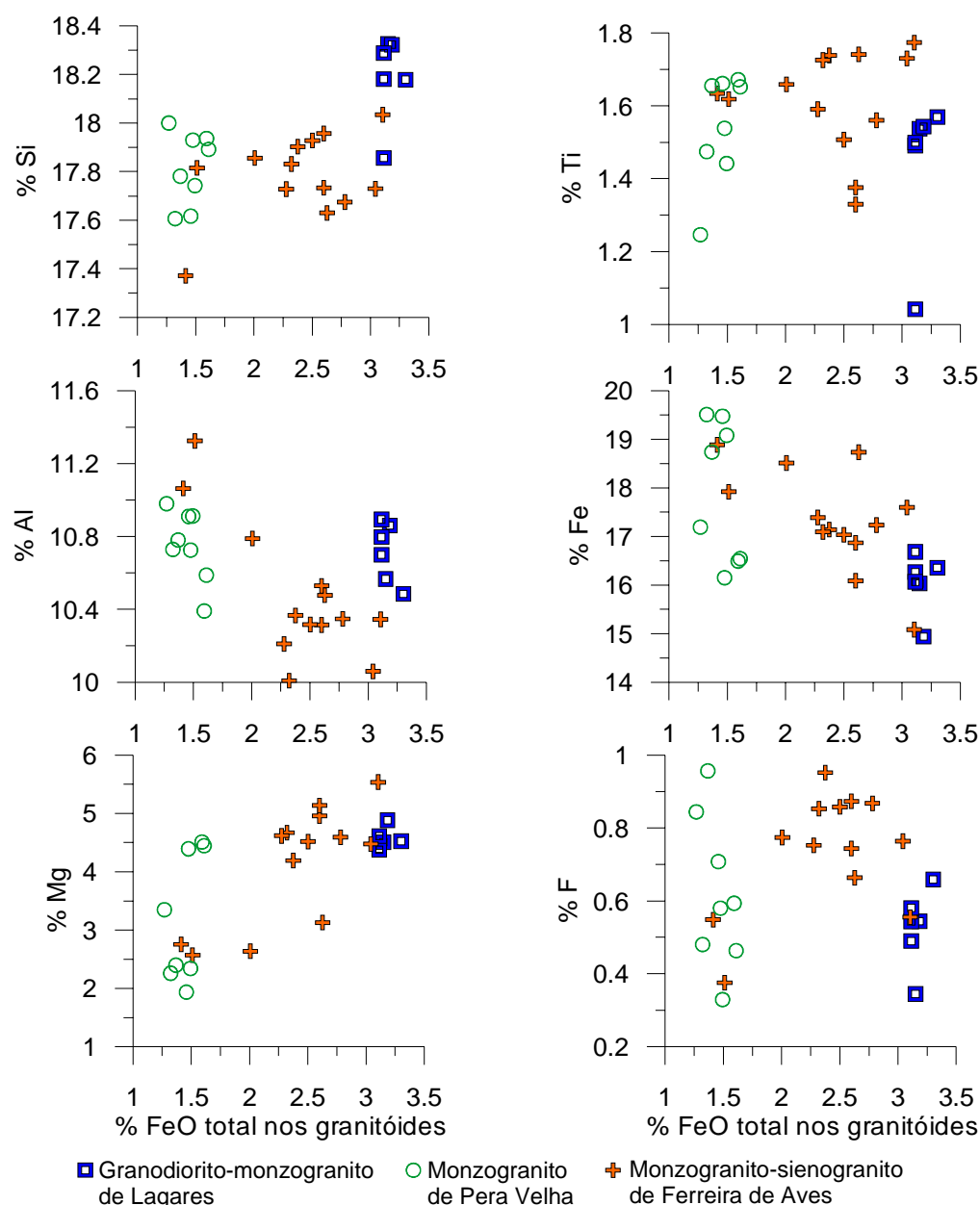


Fig. 7.8 – Diagramas de variação da biotite dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

7.3. MOSCOVITE

Os dados analíticos das moscovites de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves estão compilados no Anexo VI (Tabelas VI.9 e VI.10). Na tabela 7.8 são apresentadas as composições médias, bem como as fórmulas estruturais.

Tabela 7.8 – Análises químicas das moscovites primárias dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | 2 | | 3 | |
|--------------------------------|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|
| | Média | D.Pad | Média | D.Pad | Média | D.Pad |
| SiO ₂ | 47.23 | 0.44 | 47.05 | 0.49 | 47.13 | 0.45 |
| TiO ₂ | 0.46 | 0.10 | 0.72 | 0.30 | 0.74 | 0.19 |
| Al ₂ O ₃ | 34.82 | 0.30 | 33.58 | 1.06 | 34.62 | 0.59 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| FeO | 1.05 | 0.16 | 2.15 | 0.48 | 1.45 | 0.33 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.07 | 0.04 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 0.87 | 0.09 | 1.04 | 0.30 | 0.88 | 0.13 |
| CaO | – | – | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.34 | 0.10 | 0.36 | 0.11 | 0.37 | 0.11 |
| K ₂ O | 10.34 | 0.10 | 10.00 | 0.32 | 9.99 | 0.26 |
| F | 0.20 | 0.09 | 0.38 | 0.15 | 0.29 | 0.07 |
| | <u>95.36</u> | 0.33 | <u>95.39</u> | | <u>95.52</u> | |
| O=F | 0.08 | | 0.16 | | 0.12 | |
| TOTAL | 95.27 | | 95.22 | | 95.40 | |
| Si | 3.127 | 0.020 | 3.131 | 0.025 | 3.117 | 0.014 |
| Al ^{IV} | 0.873 | 0.020 | 0.869 | 0.025 | 0.883 | 0.014 |
| Z | 4.00 | | 4.00 | | 4.00 | |
| Al ^{VI} | 1.843 | 0.011 | 1.764 | 0.056 | 1.814 | 0.024 |
| Ti | 0.023 | 0.005 | 0.036 | 0.015 | 0.037 | 0.009 |
| Cr | – | – | 0.001 | 0.001 | 0.001 | – |
| Fe | 0.058 | 0.009 | 0.120 | 0.027 | 0.081 | 0.019 |
| Mn | 0.002 | 0.001 | 0.004 | 0.002 | 0.001 | 0.001 |
| Mg | 0.086 | 0.009 | 0.103 | 0.030 | 0.087 | 0.012 |
| Y | 2.01 | | 2.03 | | 2.02 | |
| Ca | – | – | 0.001 | – | 0.001 | 0.001 |
| Na | 0.044 | 0.013 | 0.047 | 0.014 | 0.048 | 0.015 |
| K | 0.873 | 0.006 | 0.849 | 0.031 | 0.843 | 0.027 |
| X | 0.92 | | 0.90 | | 0.89 | |
| F | 0.042 | 0.020 | 0.081 | 0.032 | 0.061 | 0.015 |
| OH | 1.958 | | 1.919 | | 1.939 | |
| N | 3 | | 8 | | 10 | |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. D.Pad – desvio-padrão. Óxidos em % peso; – valor inferior ao limite de detecção; N – número de amostras nas quais foi analisada moscovite primária. Número de catiões calculado com base em 11 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa.

O grupo das moscovites é composto por três membros terminais: a moscovite (*stricto sensu*) – K₂Al₄[Si₆Al₂O₂₀](OH)₄, a celadonite – K₂Fe₂³⁺Mg₂Si₈O₂₀(OH)₄, e a

paragonite – $\text{Na}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH})_4$. Entre a moscovite e a celadonite ocorre uma solução sólida, denominada geralmente, por grupo da fengite (Rieder *et al.*, 1998).

As moscovites dos três granitóides estão próximo da composição ideal (Tabela 7.8), pois Y varia entre 2,01 e 2,03, e X é, aproximadamente, 0,90.

Os diagramas de variação seleccionados (Fig. 7.9) mostram que não existe continuidade composicional entre as moscovites dos três granitóides, resultado semelhante ao obtido com as composições das biotites. As moscovites do granito de Ferreira de Aves revelam uma tendência evolutiva, pois com o decréscimo do FeO total da rocha observa-se a diminuição dos teores de Ti e Mg, o que segundo Monier *et al.* (1984) corresponde à evolução do magma a partir do qual cristalizaram, e também um aumento nos teores de F.

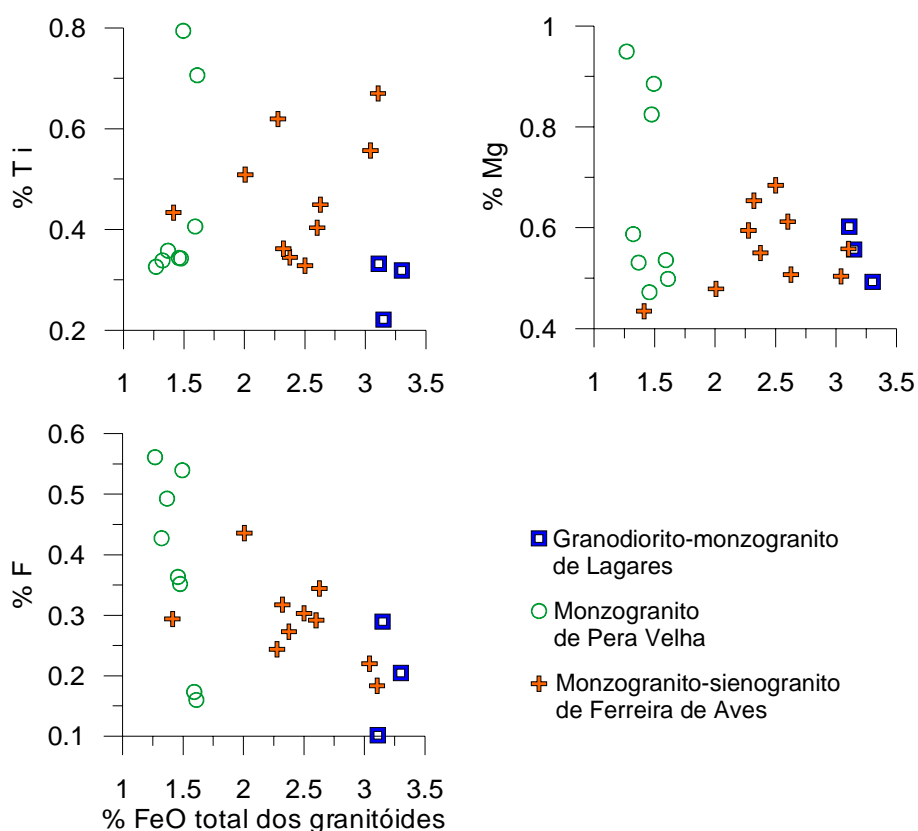


Fig. 7.9 – Diagramas de variação da moscovite primária dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

Foi também analisada a moscovite secundária, originada por alteração da plagioclase (Anexo VI, Tabela VI.11). A composição média e, respectiva fórmula estrutural, são apresentadas na tabela 7.9.

Quando comparados os dois tipos de moscovite, observa-se que a moscovite secundária é mais pobre em Ti, Al e Na, e mais rica em Si do que a moscovite primária

(Tabelas 7.8 e 7.9), o que esta em concordância com os critérios de Miller *et al.* (1981) para a distinção química entre moscovite primária e secundária.

Tabela 7.9 – Análises químicas das moscovites secundárias dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | Moscovite Secundária | |
|--------------------------------|----------------------|-------|
| | Média | D.Pad |
| SiO ₂ | 47.36 | 0.42 |
| TiO ₂ | 0.23 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 34.04 | 1.57 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.01 |
| FeO | 1.99 | 0.64 |
| MnO | 0.07 | 0.06 |
| MgO | 0.95 | 0.39 |
| CaO | 0.01 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.25 | 0.07 |
| K ₂ O | 10.01 | 0.31 |
| F | 0.29 | 0.16 |
| | 95.21 | 0.68 |
| O=F | 0.12 | |
| Total | 95.09 | |
| Si | 3.148 | 0.026 |
| Al ^{IV} | 0.852 | 0.026 |
| Z | 4.00 | |
| Al ^{VI} | 1.814 | 0.075 |
| Ti | 0.012 | 0.006 |
| Cr | 0.001 | 0.000 |
| Fe | 0.111 | 0.037 |
| Mn | 0.004 | 0.003 |
| Mg | 0.094 | 0.039 |
| Y | 2.04 | |
| Ca | 0.001 | 0.001 |
| Na | 0.032 | 0.009 |
| K | 0.849 | 0.034 |
| X | 0.88 | |
| F | 0.061 | 0.035 |
| OH | 1.939 | |
| N | 9 | |

D.Pad – desvio-padrão. Óxidos em % peso; N – número de amostras nas quais foi analisada moscovite secundária. Número de catiões calculado com base em 11 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa.

A projecção no diagrama Mg-Ti-Na (Miller *et al.*, 1981) mostra que, a maioria das análises de moscovite primária dos três granitóides se projecta no campo definido para este tipo de moscovite (Mp). A moscovite secundária também se projecta no campo respectivo (Ms) (Fig.7.10).

No diagrama Fe₂O₃ total – TiO₂ – MgO (Monier *et al.*, 1984), todas as moscovites primárias se projectam no campo respectivo (3). A moscovite secundária projecta-se nos

campos 2 e 3: moscovite secundária e moscovite primária, respectivamente, mas a moscovite secundária é mais pobre em Ti do que a moscovite primária (Fig. 7.11).

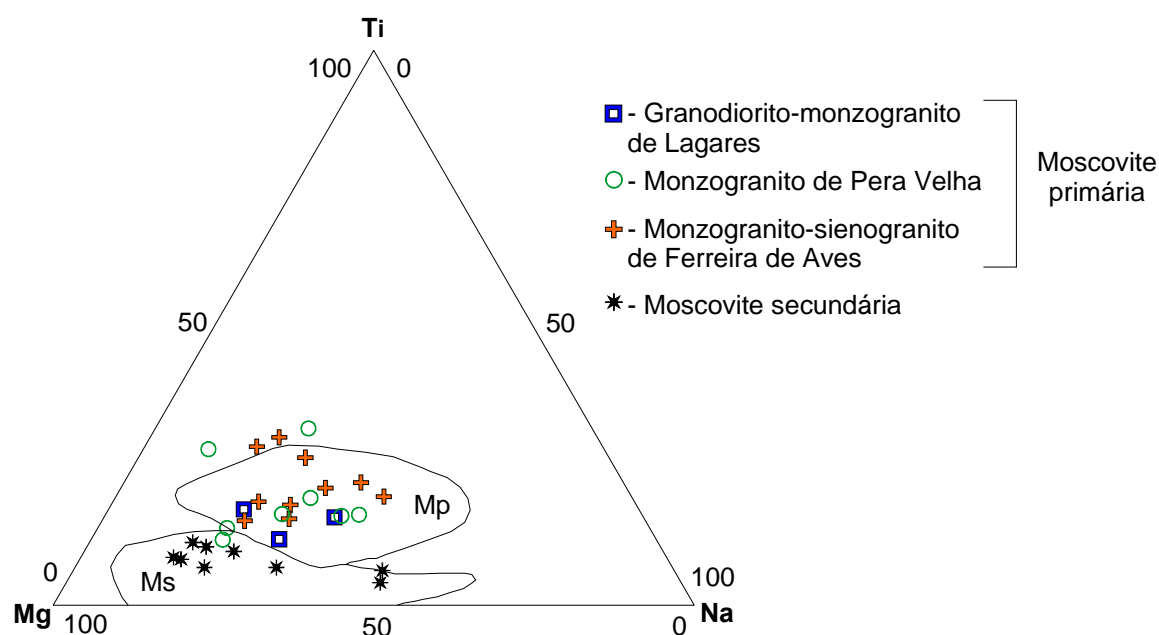


Fig. 7.10 – Projecção das moscovites primária e secundária dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama Mg-Ti-Na (Miller *et al.*, 1981). Campos: Mp – moscovite primária; Ms – Moscovite secundária.

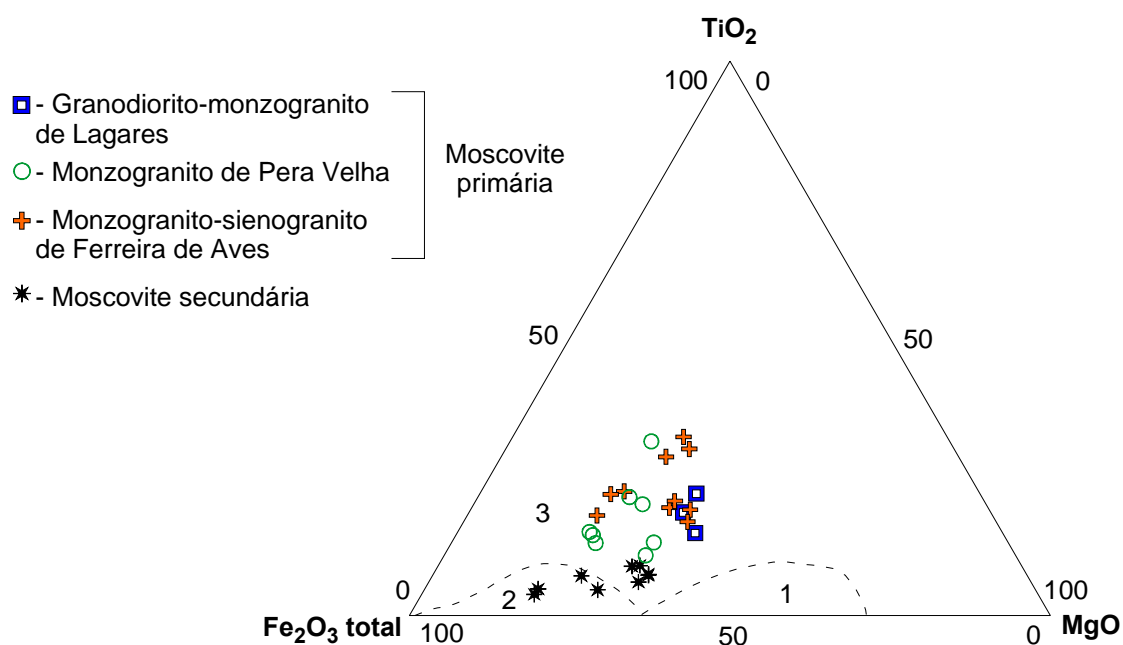


Fig. 7.11 – Projecção da moscovite primária e secundária no diagrama que Fe_2O_3 total – TiO_2 – MgO , segundo Monier *et al.* (1984). Campos: 1 – ilite; 2 – moscovite secundária; 3 – moscovite primária.

7.4. TURMALINA

A turmalina ocorre no granodiorito de Lagares e no granito de Ferreira de Aves. As composições químicas e fórmulas estruturais estão compiladas no Anexo VI (Tabela VI.12), e as composições médias são apresentadas na Tabela 7.10. Os dados analíticos obtidos por microsonda electrónica, foram calculados na base de 15 catiões T+Z+Y, excluindo Na, Ca e K. Foi assumido que o B está presente na proporção de 3,00 apfu.

Tabela 7.10 – Composições químicas e fórmulas estruturais das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves

| | 1 | | 2 | | | |
|------------------------------------|---------|-------|---------|-------|--------|-------|
| | Dravite | | Dravite | | Schorl | |
| | Média | D.Pad | Média | D.Pad | Média | D.Pad |
| B₂O₃* | 10.61 | 0.06 | 10.74 | 0.05 | 10.73 | 0.05 |
| SiO₂ | 36.96 | 0.21 | 36.71 | 0.32 | 36.84 | 0.26 |
| TiO₂ | 0.57 | 0.15 | 0.75 | 0.07 | 0.70 | 0.15 |
| Al₂O₃ | 31.79 | 0.90 | 33.65 | 0.13 | 33.84 | 0.48 |
| FeO | 7.84 | 0.39 | 8.37 | 0.32 | 8.71 | 0.13 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 0.04 |
| MgO | 5.84 | 0.21 | 5.13 | 0.11 | 4.36 | 0.30 |
| CaO | 0.78 | 0.08 | 0.40 | 0.03 | 0.30 | 0.07 |
| Na₂O | 1.55 | 0.08 | 1.80 | 0.07 | 1.75 | 0.03 |
| K₂O | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.00 | 0.05 | 0.02 |
| TOTAL | 96.03 | | 97.61 | | 97.33 | |
| B | 3.000 | 0.000 | 3.000 | 0.000 | 3.000 | 0.000 |
| Si | 6.151 | 0.074 | 6.013 | 0.051 | 6.068 | 0.054 |
| Al^{IV} | – | – | – | – | – | – |
| Al (Z) | 6.000 | 0.000 | 6.000 | 0.000 | 6.000 | 0.000 |
| Al (Y) | 0.234 | 0.130 | 0.483 | 0.040 | 0.567 | 0.079 |
| Ti | 0.071 | 0.019 | 0.092 | 0.009 | 0.087 | 0.018 |
| Fe²⁺ | 1.092 | 0.063 | 1.146 | 0.039 | 1.199 | 0.018 |
| Mn²⁺ | 0.004 | 0.004 | 0.001 | 0.003 | 0.006 | 0.006 |
| Mg | 1.447 | 0.041 | 1.252 | 0.023 | 1.070 | 0.073 |
| Ca | 0.140 | 0.015 | 0.070 | 0.005 | 0.053 | 0.013 |
| Na | 0.501 | 0.024 | 0.572 | 0.023 | 0.559 | 0.008 |
| K | 0.010 | 0.005 | 0.010 | 0.001 | 0.011 | 0.004 |
| □ | 0.359 | 0.026 | 0.358 | 0.025 | 0.388 | 0.017 |
| N | 6 | | 4 | | 6 | |

1- Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves; D.Pad – desvio-padrão: Óxidos em % peso; – valor inferior ao limite de detecção; □ - *X-site vacancy* – *espaço livre na posição X da estrutura*; N – número de análises. Número de catiões calculado com base em 24,5 átomos de oxigénio, recalculados para 15. * B₂O₃ inferido por estequiometria. Analista: M.M.Costa.

A turmalina é um ciclossilicato de composição química complexa. A sua fórmula geral pode ser expressa da seguinte forma, XY₃Z₆(T₆O₁₂)(BO₃)₃V₃W. A posição X pode ser ocupada pelo Ca, Na, K, e ter espaços livres. As duas posições octaédricas distintas, Y e Z, são ocupadas por vários catiões divalentes, trivalentes e quadrivalentes. A posição

Y pode ser preenchida por Li, Mg, Fe^{2+} , Mn, Al, Cr, V, F^{3+} e mais raramente por Ti^{4+} . A posição Z é ocupada, geralmente, pelo Al. A posição tetraédrica T é dominada por Si, contendo pouco Al. A posição triangular B, é ocupada exclusivamente por B. Há duas posições aniónicas, V e W. V é ocupada por OH^- e raramente pelo O^{2-} , enquanto que W pode ser ocupada pelos dois e ainda pelo F (Hawthorne e Henry, 1999).

A projecção das turmalinas estudadas no diagrama X-site vacancy – Ca – Na(+K), segundo Hawthorne e Henry (1999), permite classificá-las como alcalinas, o que significa que o Na e K predominam na posição X (Fig. 7.12).

O diagrama que relaciona as razões $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ e $\text{X-vacancy}/\text{Na}+\text{X-vacancy}$ permite classificar as turmalinas do granodiorito de Lagares como dravite e as do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves como dravite e escorlite (Fig. 7.13). No caso da dravite a posição Y é preenchida por Mg^{2+} e no da escorlite por Fe^{2+} .

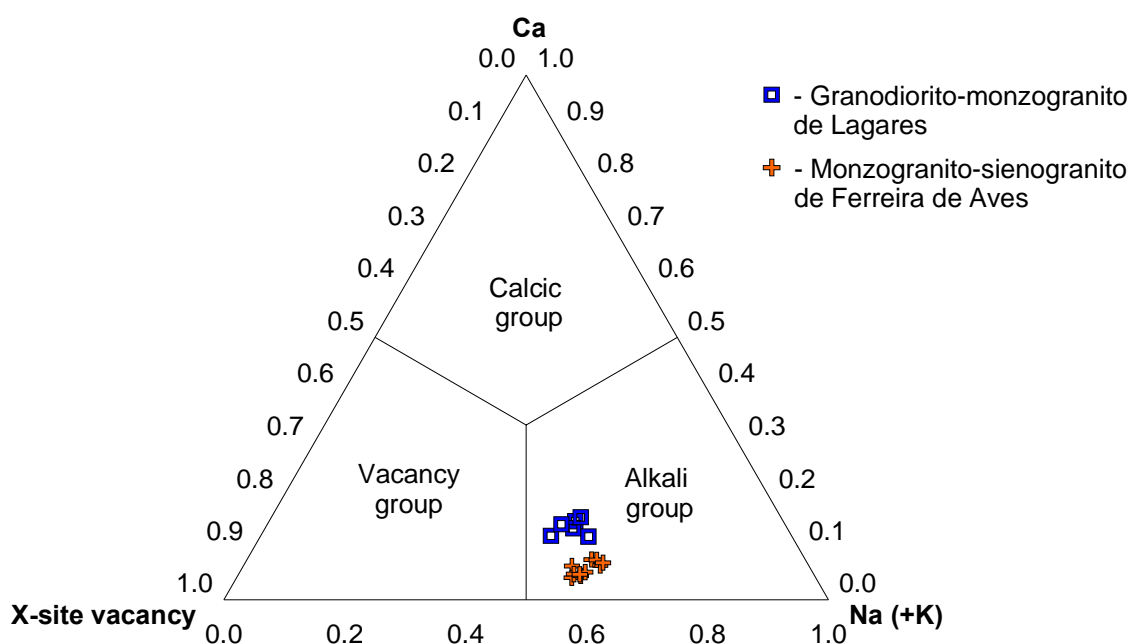
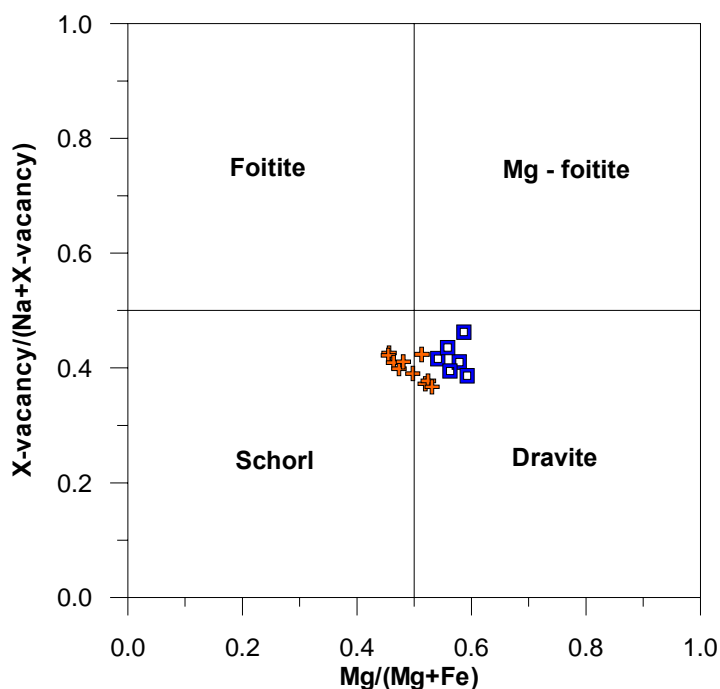


Fig. 7.12 – Projecção das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves no diagrama X-site vacancy –Ca – Na(+K).

A escorlite do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves não mostra zonamento, enquanto a dravite de ambos os granitóides mostra um enriquecimento em Fe, acompanhado de empobrecimento Mg, do centro para o bordo dos cristais (Tabela 7.11), o que está de acordo com observações de outros autores (Gomes, 1996; Neiva *et*

al., 1998). No monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, apesar do cristal de turmalina ser predominantemente dravítico, apresenta bordo de esclerite (Tabela 7.11).



■ - Granodiorito-monzogranito de Lagares; + - Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

Fig. 7.13 – Diagrama $Mg/(Mg+Fe)$ versus $X\text{-vacancy}/(Na+X\text{-vacancy})$ das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves.

A projecção no diagrama Al_{total} versus $X\text{-site vacancy}$ (Fig. 7.14) mostra que as turmalinas do granodiorito de Lagares exibem uma tendência paralela ao vector da reacção de deprotonação, $(AlO)[R(OH)]_{-1}$. A composição das turmalinas do granito de Ferreira de Aves parece ser controlada por dois tipos de substituição, pois parte dos dados projectam-se tendencialmente paralelos ao vector da reacção de deprotonação, e a outra parte paralelamente ao vector representante da substituição $(vacAl)(NaR)_{-1}$. A reacção de deprotonação origina turmalinas deficientes em protões, e é três vezes mais abundante do que a reacção $(vacAl)(NaR)_{-1}$, que dá origem a turmalinas deficientes em alcalis (Deer *et al.*, 2000).

No diagrama Fe versus Mg (Fig. 7.15) são também identificáveis substituições importantes na estrutura das turmalinas. A recta a cheio representa a ligação entre os membros terminais, esclerite e dravite. Todas as turmalinas se projectam à esquerda desta recta, domínio caracterizado pela substituição do Al por catiões divalentes. As dravites do granodiorito de Lagares localizam-se paralelamente ao vector $FeMg_{-1}$, significando que esta é a substituição principal nestes cristais, e definindo uma correlação

negativa entre os teores de Fe e Mg no cristal (Neiva, 1974). Já as turmalinas do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves projectam-se paralelas ao vector (vac Al)(NaMg)₋₁.

Tabela 7.11 – Zonamento das dravites dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves

| | 1 | | | 2 | | |
|------------------------------------|------------------|-----------------------------|-------------------|--------------------|-----------------------------|-------------------|
| | dravite bordo | dravite ←----- centro | dravite centro | escorlite bordo | dravite ←----- centro | dravite centro |
| B₂O₃* | 10.52 | 10.59 | 10.59 | 10.73 | 10.77 | 10.67 |
| SiO₂ | 36.95 | 37.19 | 37.20 | 36.47 | 36.66 | 36.33 |
| TiO₂ | 0.60 | 0.78 | 0.63 | 0.95 | 0.80 | 0.79 |
| Al₂O₃ | 31.03 | 30.98 | 31.02 | 33.58 | 33.75 | 33.51 |
| FeO | 8.31 | 8.16 | 8.07 | 8.81 | 8.84 | 8.27 |
| MnO | 0.03 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.04 | 0.00 |
| MgO | 5.51 | 5.79 | 5.82 | 4.90 | 5.23 | 5.12 |
| CaO | 0.76 | 0.81 | 0.88 | 0.44 | 0.37 | 0.43 |
| Na₂O | 1.54 | 1.49 | 1.57 | 1.77 | 1.71 | 1.80 |
| K₂O | 0.06 | 0.03 | 0.02 | 0.09 | 0.05 | 0.04 |
| TOTAL | 95.32 | 95.83 | 95.84 | 97.73 | 98.23 | 96.97 |
| B | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |
| Si | 6.216 | 6.216 | 6.222 | 5.984 | 5.959 | 5.991 |
| Al^{IV} | — | — | — | 0.016 | 0.041 | 0.009 |
| Al (Z) | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| Al (Y) | 0.153 | 0.102 | 0.113 | 0.476 | 0.426 | 0.503 |
| Ti | 0.076 | 0.097 | 0.079 | 0.117 | 0.097 | 0.098 |
| Fe²⁺ | 1.169 | 1.141 | 1.128 | 1.208 | 1.202 | 1.140 |
| Mn²⁺ | 0.004 | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.006 | 0.000 |
| Mg | 1.381 | 1.443 | 1.450 | 1.198 | 1.268 | 1.258 |
| Σ | 2.72 | 2.72 | 2.71 | 2.96 | 3.01 | 2.96 |
| Ca | 0.138 | 0.145 | 0.158 | 0.078 | 0.065 | 0.077 |
| Na | 0.504 | 0.483 | 0.510 | 0.562 | 0.539 | 0.575 |
| K | 0.013 | 0.007 | 0.004 | 0.018 | 0.010 | 0.009 |
| □ | 0.359 | 0.372 | 0.332 | 0.360 | 0.396 | 0.348 |

1 – Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. * B₂O₃ estimado por estequiometria; □ - X-site vacancy – espaço livre na posição X da estrutura.

A dravite do granodiorito de Lagares é mais rica em Mg, Mg/(Mg+Fe), mais pobre em Al total, e tende a ser mais pobre em Fe, do que a dravite e escorlite do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (Figs. 7.13, 7.14 e 7.15). A projecção nestes diagramas (Figs. 7.13, 7.14 e 7.15) mostra que não há qualquer relação entre a composição das turmalinas dos dois granitóides.

A forma subédrica a anédrica da turmalina no granodiorito de Lagares, e anédrica no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, é evidência de uma cristalização magmática, mas numa fase tardia (London e Manning, 1995; Neiva *et al.*, 1998; Antunes, 1999).

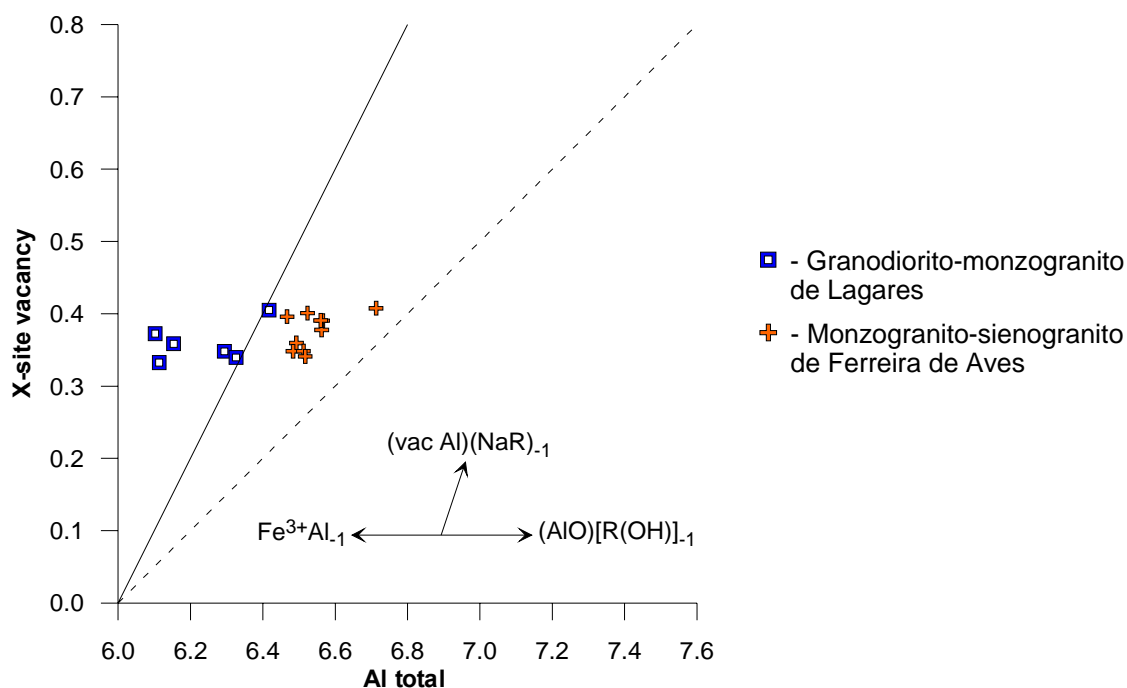


Fig. 7.14 – Projecção das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves no diagrama Al total versus X-site vacancy.

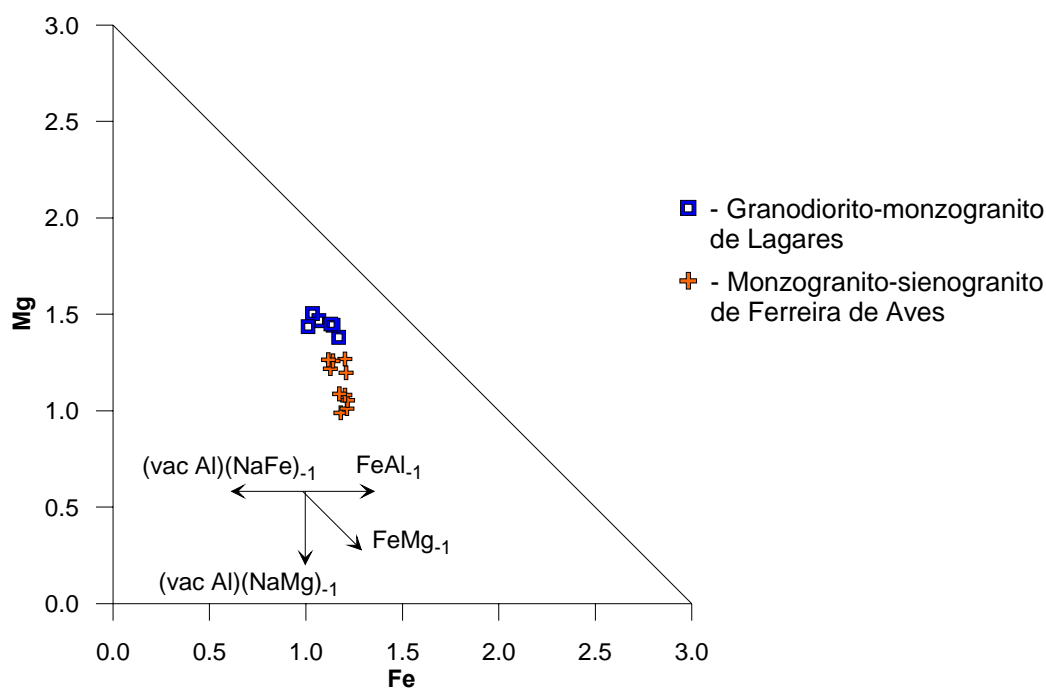


Fig. 7.15 – Projecção das turmalinas dos granitóides de Lagares e Ferreira de Aves no diagrama Fe versus Mg. A linha une os membros terminais escorlite e dravite.

As turmalinas, são a evidencia mais clara do enriquecimento em boro num magma, e é o mais importante mineral receptor deste elemento, o qual actua promovendo a fusão

dos silicatos e reduzindo a viscosidade dos magmas, o que torna mais eficiente a sua migração e permite a manutenção a temperaturas relativamente mais baixas (London *et al.*, 1996).

Para a cristalização de turmalina é necessário não só a existência de boro no magma, como também a presença de componentes ferromagnesianos, quer no magma, quer na forma de minerais. A presença de biotite, acompanhada de uma reduzida percentagem de turmalina, testemunha que apenas uma pequena fracção de magma atingiu a saturação em turmalina (London e Manning, 1995).

7.5. CLORITE

As composições e fórmulas estruturais das clorites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves são apresentadas na Tabela 7.12 e Anexo VI (Tabela VI.13). Este mineral ocorre nos três granitóides como produto da alteração da biotite.

Segundo a classificação de Deer *et al.* (1962), a clorite do granodiorito de Lagares é brunsvigite, enquanto a do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves é ripidolite, brunsvigite e picnoclorite, e a do monzogranito de Pera Velha é ripidolite e brunsvigite, dominando a brunsvigite (Fig. 7.16), o que poderá dever-se a diferentes estados de alteração da biotite, que origina a clorite (Antunes, 1999).

A ripidolite e a brunsvigite do monzogranito de Pera Velha são as mais ricas em $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg})$ (Fig. 7.16).

7.6. APATITE

As composições químicas médias e fórmulas estruturais das apatites dos granitóides são apresentadas na Tabela 7.13 e Anexo VI (Tabela VI.14).

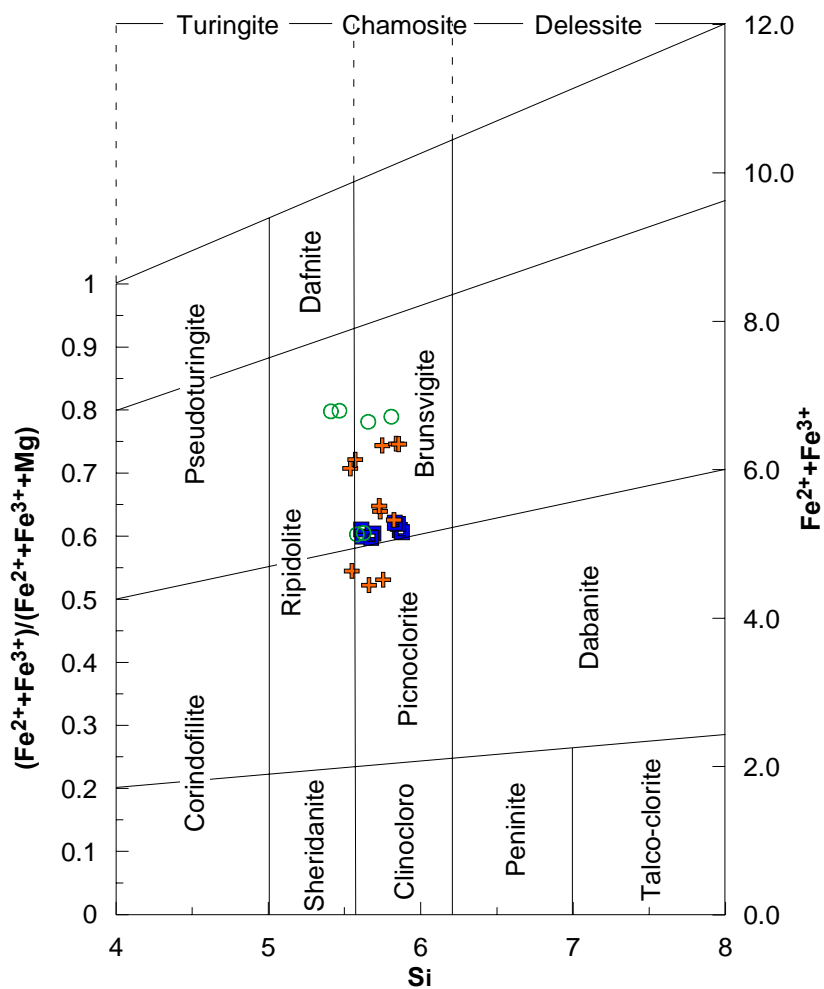
A apatite que ocorre nos três granitóides é fluoroapatite, e as suas composições sugerem que estes granitos não estão relacionados (Fig. 7.17). As fluoroapatites têm teores de MnO entre 0.16 e 0.66 (Tabela 7.13). O Mn pode substituir parcialmente o Ca, sendo frequente uma relação Mn:Ca de 1:8 (Deer *et al.*, 2000). Também o Na pode entrar na estrutura da apatite e substituir o Ca. Segundo Sha e Chappell (1999) uma das possibilidades de incorporação do Na na apatite é segundo o seguinte mecanismo, $\text{Na}^+ + \text{Al}^{3+} = 2\text{Ca}^{2+}$. Esta substituição é promovida pelo excesso de Al^{3+} nos magmas peraluminosos. Contudo, o Al não foi analisado nas apatites aqui estudadas. Observam-se valores muito baixos de Cl nas apatites, que são característicos das apatites dos

granitos tipo S, e têm origem nos processos de meteorização sofridos pelas rochas que posteriormente viriam a originar os granitos (Sha e Chappell, 1999).

Tabela 7.12 – Composições químicas e fórmulas estruturais de clorites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | 2 | | 3 | | | | | |
|------------------------------------|-------------|-------|-------------|-------|-------------|-------------|-------|-------------|-------|--------------|
| | Brunsvigite | | Brunsvigite | | Ripidolite | Brunsvigite | | Ripidolite | | Picnoclorite |
| | Méd. | D.Pd | Méd. | D.Pd | Méd. | Méd. | D.Pd | Méd. | D.Pd | Méd. |
| SiO₂ | 26.85 | 0.64 | 25.94 | 0.47 | 24.83 | 26.48 | 0.47 | 25.51 | 0.72 | 27.03 |
| TiO₂ | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.18 | 0.08 | 0.05 | 0.13 | 0.05 | 0.04 |
| Al₂O₃ | 21.51 | 0.64 | 22.41 | 1.48 | 22.72 | 20.10 | 0.69 | 21.10 | 0.48 | 20.71 |
| Cr₂O₃ | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| FeO | 27.98 | 0.66 | 29.32 | 1.61 | 34.46 | 32.06 | 2.12 | 31.04 | 3.57 | 26.12 |
| MnO | 0.33 | 0.08 | 0.80 | 0.23 | 1.46 | 0.55 | 0.21 | 0.47 | 0.05 | 0.39 |
| MgO | 10.10 | 0.18 | 7.49 | 3.22 | 4.88 | 8.07 | 1.72 | 9.16 | 3.02 | 13.16 |
| CaO | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Na₂O | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.00 |
| K₂O | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.18 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.00 |
| F | <u>0.06</u> | 0.05 | <u>0.09</u> | 0.04 | <u>0.16</u> | <u>0.07</u> | 0.07 | <u>0.04</u> | 0.02 | <u>0.05</u> |
| Total | 86.96 | | 86.19 | | 88.92 | 87.50 | | 87.55 | | 87.52 |
| Si | 5.752 | 0.114 | 5.667 | 0.098 | 5.439 | 5.788 | 0.058 | 5.552 | 0.016 | 5.707 |
| Al^{IV} | 2.248 | 0.114 | 2.333 | 0.098 | 2.561 | 2.212 | 0.058 | 2.448 | 0.016 | 2.293 |
| Z | 8.00 | | 8.00 | | 8.00 | 8.00 | | 8.00 | | 8.00 |
| Al^{VI} | 3.183 | 0.087 | 3.438 | 0.452 | 3.303 | 2.965 | 0.068 | 2.964 | 0.082 | 2.859 |
| Ti | 0.009 | 0.006 | 0.008 | 0.005 | 0.030 | 0.013 | 0.009 | 0.022 | 0.009 | 0.007 |
| Cr | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Fe | 5.012 | 0.115 | 5.356 | 0.296 | 6.310 | 5.867 | 0.495 | 5.662 | 0.793 | 4.611 |
| Mn | 0.059 | 0.014 | 0.147 | 0.043 | 0.270 | 0.102 | 0.040 | 0.087 | 0.012 | 0.070 |
| Mg | 3.224 | 0.070 | 2.440 | 1.046 | 1.594 | 2.621 | 0.513 | 2.955 | 0.882 | 4.144 |
| Ca | 0.008 | 0.007 | 0.007 | 0.001 | 0.004 | 0.007 | 0.003 | 0.005 | 0.003 | 0.003 |
| Na | 0.003 | 0.004 | 0.008 | 0.006 | 0.006 | 0.008 | 0.007 | 0.007 | 0.007 | 0.000 |
| K | 0.005 | 0.006 | 0.007 | 0.003 | 0.049 | 0.011 | 0.009 | 0.010 | 0.002 | 0.000 |
| Σ | 11.51 | | 11.41 | | 11.57 | 11.60 | | 11.71 | | 11.69 |
| F | 0.043 | 0.034 | 0.061 | 0.028 | 0.109 | 0.048 | 0.044 | 0.027 | 0.015 | 0.032 |
| N | 8 | | 4 | | 2 | 6 | | 3 | | 2 |

1 – Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Méd. – valor médio; D.Pd – desvio-padrão. Óxidos em % peso; – valor inferior ao limite de detecção; N – número de análises. Número de catiões calculado com base em 28 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa.



■ Granodiorito-monzogranito de Lagares ○ Monzogranito de Pera Velha + Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

Fig. 7.16 – Projecção das clorites de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves no diagrama de Deer *et al.* (1962), adaptado de Hey (1954).

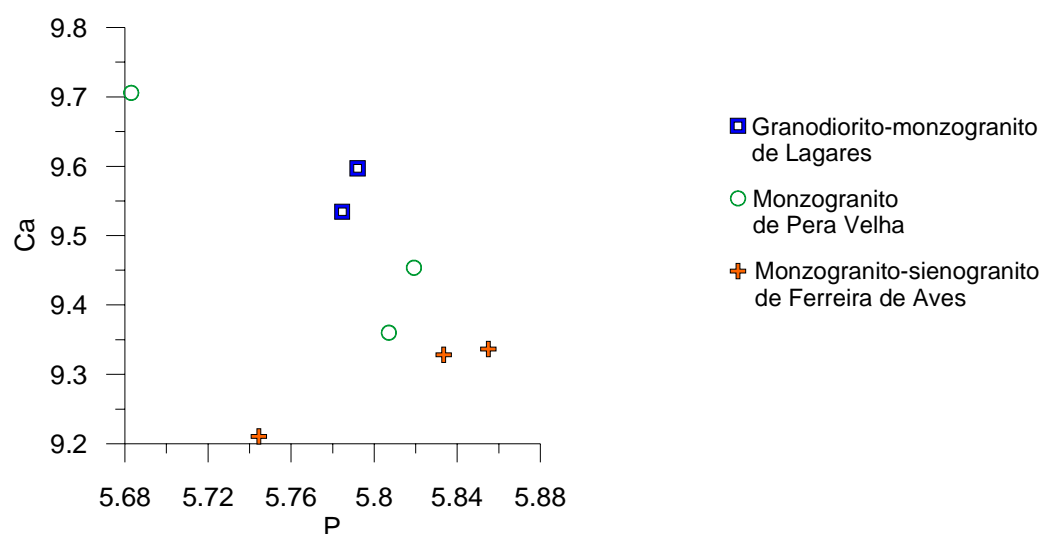


Fig. 7.17 – Diagrama de variação P *versus* Ca das apatites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

Tabela 7.13 – Composições químicas e fórmulas estruturais de apatites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | 2 | 3 |
|-----------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| | Média | Média | Média |
| FeO | 0.24 | 0.37 | 0.41 |
| MnO | 0.16 | 0.58 | 0.66 |
| MgO | – | – | – |
| CaO | 55.40 | 54.85 | 53.82 |
| SrO | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| Na₂O | 0.07 | 0.10 | 0.15 |
| K₂O | 0.05 | 0.04 | 0.04 |
| P₂O₅ | 42.42 | 42.13 | 42.60 |
| Cl | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| F | <u>3.50</u> | <u>3.58</u> | <u>3.94</u> |
| | 101.85 | 101.68 | 101.66 |
| Cl≡O | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F≡O | 1.47 | 1.50 | 1.66 |
| Total | 100.38 | 100.18 | 100.00 |
| P | 5.788 | 5.770 | 5.811 |
| Mg | – | – | – |
| Fe | 0.032 | 0.050 | 0.056 |
| Mn | 0.022 | 0.079 | 0.090 |
| Na | 0.022 | 0.033 | 0.046 |
| K | 0.011 | 0.008 | 0.008 |
| Ca | 9.566 | 9.507 | 9.292 |
| Sr | 0.001 | 0.001 | 0.002 |
| Σ | 9.65 | 9.68 | 9.49 |
| F | 1.783 | 1.832 | 2.008 |
| Cl | 0.002 | 0.002 | 0.005 |
| OH | 0.215 | 0.165 | – |
| N | 4 | 5 | 5 |

1 – Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Óxidos em % peso; – valor inferior ao limite de detecção; N – número de análises. Número de catiões calculado com base em 25 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa.

7.7. ÓXIDOS

As análises e fórmulas estruturais da ilmenite estão apresentadas na Tabela 7.14 e Anexo VI (Tabela VI.15).

A composição das ilmenites é próxima da composição ideal, visto a soma de todos os catiões ser aproximadamente 4, e a soma de Fe e Mn, aproximadamente 2, o que

sugere que a maioria do Fe e Mn estejam no estado divalente (Tsusue, 1973) e apoia que a ilmenite dos granitos do tipo S contém pouco ou nenhum Fe_2O_3 (Whalen e Chappel, 1988).

Tabela 7.14 – Composições químicas e fórmulas estruturais das ilmenites dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | 1 | | 2 | | 3 | |
|------------------------|-------------|-------|--------------|-------|-------------|-------|
| | Média | D.Pad | Média | D.Pad | Média | D.Pad |
| TiO₂ | 53.08 | 0.54 | 53.17 | 0.32 | 53.21 | 0.37 |
| FeO | 43.21 | 1.01 | 32.76 | 11.71 | 41.91 | 2.90 |
| MnO | <u>3.44</u> | 0.81 | <u>13.35</u> | 11.05 | <u>4.74</u> | 2.82 |
| TOTAL | 99.73 | | 99.29 | | 99.86 | |
| Ti | 2.015 | 0.014 | 2.022 | 0.010 | 2.016 | 0.008 |
| Fe | 1.823 | 0.036 | 1.383 | 0.492 | 1.765 | 0.118 |
| Mn | 0.147 | 0.036 | 0.573 | 0.477 | 0.203 | 0.122 |
| Mn/(Mn+Fe) | 0.075 | | 0.293 | | 0.103 | |
| N | 4 | | 4 | | 9 | |

1 – Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Óxidos em % peso. N – número de amostras analisadas. Número de cátions calculado com base em 6 átomos de oxigénio. Analista: M.M.Costa.

A projecção no diagrama Ti versus Fe+Mn (Fig. 7.18) mostra uma boa correlação negativa entre o teor de Ti e de Fe+Mn na ilmenite, o que também já foi encontrado por outros autores (e.g. Neiva *et al.*, 1987; Gomes, 1990 e 1996).

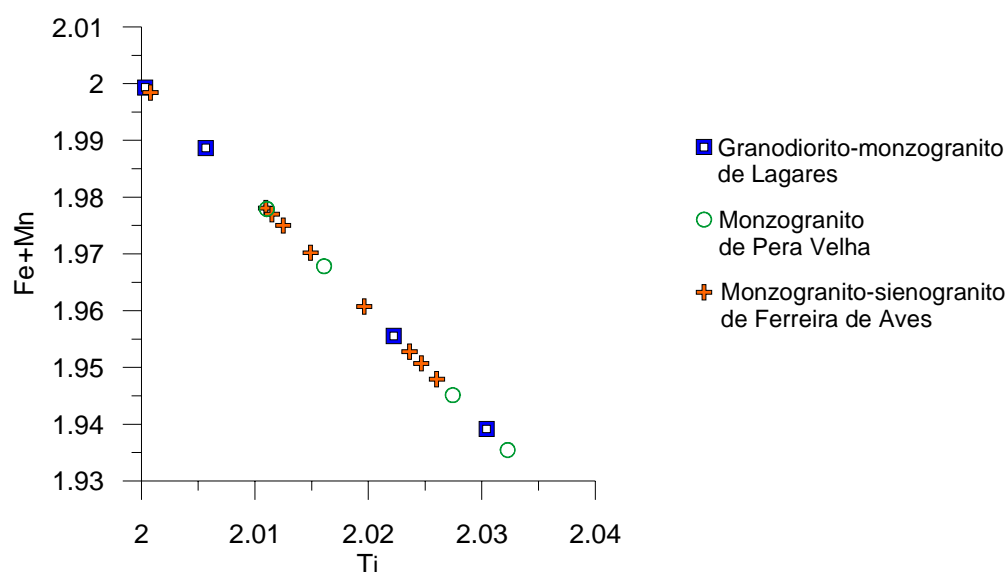


Fig. 7.18 – Diagrama Ti versus Fe+Mg da ilmenite dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

O quociente $Mn/(Mn+Fe)$ é variável (0.075-0.293), o que reflecte que a ilmenite do monzogranito de Pera Velha é a mais rica em Mn e a mais pobre em Fe (Tabela 7.14). Czamanske e Wones (1973) interpretam a variação do teor de Mn na ilmenite como concordante com a sua origem magmática, enquanto Barrière e Cotten (1979) explicam que esta variação tem origem na oxidação do magma.

Foi analisado o rútilo, associado à clorite, no monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. A composição e fórmula estrutural são apresentadas na Tabela 7.15 e Anexo VI (Tabela VI.16).

Tabela 7.15 – Composição química e fórmula estrutural do rútilo do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

| | 2 |
|------------------------------------|-------------|
| TiO₂ | 98.18 |
| FeO | 0.27 |
| Nb₂O₅ | 1.45 |
| Ta₂O₅ | – |
| MnO | <u>0.04</u> |
| TOTAL | 99.95 |
| Ti | 0.987 |
| Fe | 0.003 |
| Nb | 0.009 |
| Ta | – |
| Mn | 0.000 |
| Σ | 1.00 |

2 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. N – número de análises. Fórmula estrutural calculada na base de 2 oxigénios. Analista: M.M.Costa.

A soma total dos catiões é 1.00, o que está de acordo com o valor referido para a composição ideal. A semelhança dos raios iónicos do Ti^{4+} e do Nb^{5+} e Ta^{5+} , possibilita a entrada destes nos minerais de titânio (Deer *et al.*, 2000). No rútilo do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves observa-se que o teor de Nb é superior ao de Ta, o que foi também observado por Neiva (1996). Esta autora sugere que o mecanismo responsável pela incorporação do Nb, Ta, Fe^{2+} e Mn no rútilo é o seguinte: $2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+} \rightleftharpoons 3Ti^{4+}$.

7.8. COEXISTÊNCIA DE MINERAIS

O estudo dos coeficientes de partilha de elementos entre minerais coexistentes pode auxiliar na compreensão do processo de cristalização.

A biotite e moscovite coexistentes desempenham um papel importante na evolução de granitos peraluminosos (Brigatti *et al.*, 2000), e a sua composição é condicionada pelo grau de fraccionamento do magma (Neiva *et al.*, 2002).

A correlação entre elementos das biotites e moscovites coexistentes nos granitóides em estudo foi testada pelo coeficiente de correlação de Pearson. Os resultados obtidos indicam que só Si, Fe, Mg e K apresentam correlações entre as micas coexistentes.

Os diagramas que relacionam a proporção catiónica dos elementos na moscovite e biotite mostram que, apesar dos teores de Si, Fe, Mg e K das moscovites e biotites coexistentes estarem correlacionados, há uma grande dispersão para o Fe e Mg. As rectas ajustadas para as micas do granodiorito de Lagares e do monzogranito de Pera Velha, usando Si e K, que mostravam as melhores correlações, não passam pela origem (Fig. 7.19), o que significa que não foi atingido equilíbrio entre as micas para os elementos referidos, e poderá estar relacionado com o reequilíbrio sólido-líquido, durante fases tardias da evolução magmática (Neiva *et al.*, 2002).

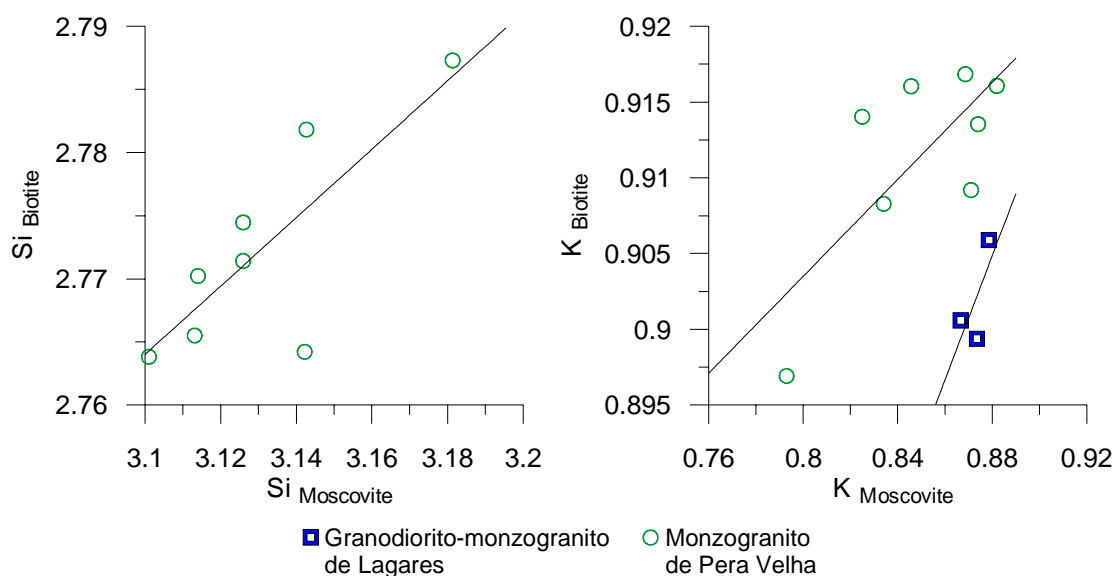


Fig. 7.19 – Correlações de elementos (Si e K) entre biotites e moscovites coexistentes nos granitóides de Lagares e Pera Velha.

Para o cálculo do coeficiente de partilha, a existência da correlação linear entre um elemento na biotite e moscovite coexistentes, é pressuposto essencial. Como nenhuma das rectas de regressão obtidas passa na origem, este coeficiente traduz-se por uma função linear. O coeficiente de partilha representa-se por $D(M)^{Bt/Ms}$, sendo M o elemento

considerado, e Bt e Ms biotite e moscovite, respectivamente (Beattie *et al.*, 1993). Os coeficientes de partilha para Si e K são apresentados na Tabela 7.16.

Tabela 7.16 – Coeficientes de partilha de elementos maiores, entre biotite e moscovite, dos granitóides de Lagares e Pera Velha

| | Granodiorito-monzogranito de Lagares | Monzogranito de Pera Velha |
|----|--|---|
| Si | | $1,92 + 0,27 \text{ Si}_{\text{MOSCOVITE}}$ |
| K | $0,54 + 0,41 \text{ K}_{\text{MOSCOVITE}}$ | $0,78 + 0,16 \text{ K}_{\text{MOSCOVITE}}$ |

A biotite apresenta valores mais elevados de Ti, Fe, Mg, K e F, enquanto que Si, Al^{VI} e Na mostram preferência pela moscovite (Tabela 7.17).

Tabela 7.17 – Proporções catiónicas médias de elementos das biotites e moscovites coexistentes dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| | | 1* | 2* | 3* |
|-------------------------|------|-------|-------|-------|
| Si | Bt | 2.801 | 2.772 | 2.756 |
| | Mosc | 3.127 | 3.131 | 3.117 |
| Ti | Bt | 0.138 | 0.141 | 0.149 |
| | Mosc | 0.023 | 0.036 | 0.037 |
| Al^{VI} | Bt | 0.495 | 0.515 | 0.436 |
| | Mosc | 1.843 | 1.764 | 1.814 |
| Fe | Bt | 1.253 | 1.402 | 1.352 |
| | Mosc | 0.058 | 0.120 | 0.081 |
| Mg | Bt | 0.793 | 0.575 | 0.744 |
| | Mosc | 0.086 | 0.103 | 0.087 |
| Na | Bt | 0.010 | 0.009 | 0.011 |
| | Mosc | 0.044 | 0.047 | 0.048 |
| K | Bt | 0.902 | 0.911 | 0.909 |
| | Mosc | 0.873 | 0.849 | 0.843 |
| F | Bt | 0.124 | 0.150 | 0.182 |
| | Mosc | 0.042 | 0.081 | 0.061 |
| N | | 3 | 8 | 10 |

1 – Granodiorito-monzogranito de Lagares; 2 – Monzogranito de Pera Velha; 3 – Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves. Bt – biotite; Mosc – Moscovite. N – número de amostras com biotite e moscovite coexistentes. *Valores médios.

Foi também calculado o “coeficiente de distribuição”, K_D , segundo Butler (1967) para o Fe e Mg: $K_D = [X_{\text{Mg}}^{\text{M}}(1-X_{\text{Mg}}^{\text{B}})] / [X_{\text{Mg}}^{\text{B}}(1-X_{\text{Mg}}^{\text{M}})]$, sendo $X_{\text{Mg}}^{\text{M}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ na moscovite, e $X_{\text{Mg}}^{\text{B}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ na biotite. Os valores obtidos variam de 1,52 a 3,03, o que indica desequilíbrio entre Fe e Mg da biotite e moscovite coexistentes (e.g. Neiva *et al.*, 1987, Neiva e Gomes, 1991; Neiva, 1998; Antunes, 1999), e confirma o resultado obtido com as rectas de regressão para estes elementos.

A distribuição de flúor entre biotite, moscovite, e apatite coexistentes, foi também avaliada. Para os três granitóides, estes minerais projectam-se segundo três rectas independentes, sendo duas delas paralelas (Fig. 7.20). A biotite e moscovite que apresentam teores mais elevados de F são as que possuem valores mais reduzidos das razões $F_{\text{Apatite}}/F_{\text{Biotite}}$ e $F_{\text{Apatite}}/F_{\text{Moscovite}}$, o que resulta da variação dos teores de F nas micas, visto o teor deste elemento na apatite ser relativamente constante. Sendo a origem da apatite considerada magmática, e havendo partilha de F entre este mineral e moscovite e biotite, então estas micas provavelmente também serão magmáticas (Clarke *et al.*, 2005).

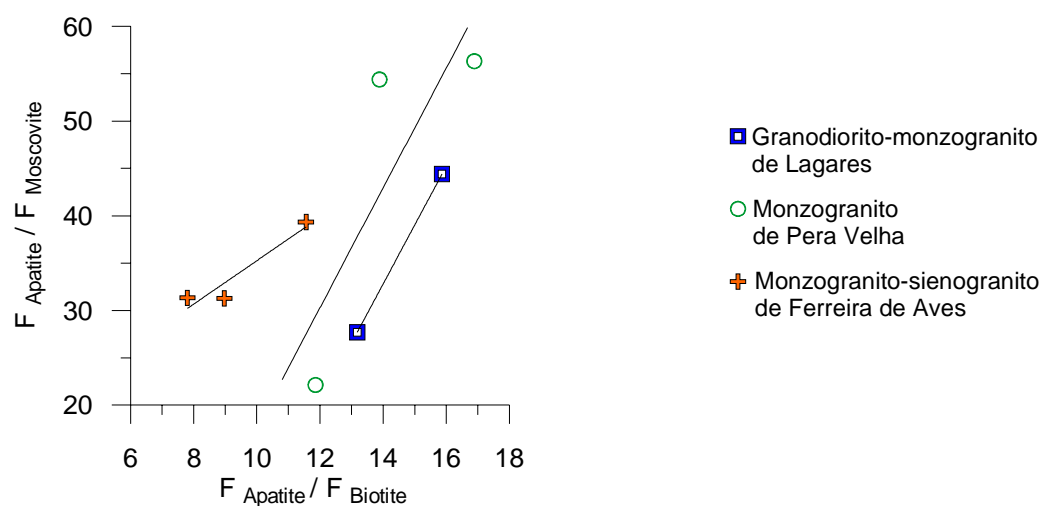


Fig. 7.20 – Flúor nas apatites, biotites e moscovite coexistentes (Clarke *et al.*, 2005) nos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

CAPÍTULO 8: PETROGÉNESE

Neste capítulo pretende-se fazer a discussão e integração dos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos obtidos, com o propósito de dar uma visão geral da evolução petrogenética dos granitóides dos maciços de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

Apresentam-se ainda os resultados da modelização dos processos de cristalização fraccionada para o monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves.

8.1. INTRODUÇÃO

Os granitóides são as rochas plutónicas mais abundantes na crosta continental superior. Embora possam estar representados em diferentes ambientes geodinâmicos (intraplaca continental, rifts, arcos insulares), os volumes mais significativos de intrusões graníticas ocorrem em áreas onde a crosta continental foi espessada por processos orogénicos. A sua origem e evolução é ainda hoje objecto de grande controvérsia. No entanto, o estudo da variabilidade petrográfica, geoquímica e isotópica das rochas graníticas permite constranger a natureza dos processos e dos materiais-fonte envolvidos na sua petrogénese e fornece informação relevante sobre os mecanismos de acreção e reciclagem crustal ao longo do tempo geológico.

Deve-se a Chappell e White (1974) e White e Chappell (1977), a primeira classificação genética das rochas granitóides. Segundo estes investigadores, os granitóides de tipo-I resultariam da fusão parcial de rochas ígneas máficas e/ou intermédias da crosta inferior, enquanto os granitóides de tipo-S seriam produzidos por anatexia de protólitos supra-crustais. A estes dois grupos, Loiselle e Wones (1979) e Collins *et al.* (1982) acrescentaram os granitóides de tipo-A, associados geralmente a ambientes anorogénicos. Posteriormente, White (1979) veio a individualizar uma quarta categoria de granitóides (de tipo-M), gerados por fusão parcial de crosta oceânica subductada ou por cristalização fraccionada de magmas de proveniência mantélica.

Resumem-se na Tabela 8.1, as principais características dos vários tipos de granitóides

Tabela 8.1: Principais características químicas e mineralógicas dos diferentes tipos de granitóides

| | M | I | S | A |
|--|---|---|---|---|
| SiO₂ | 40– 70 % | 53– 76 % | 65– 74 % | > 77 % |
| K₂O/Na₂O | Baixo | Baixo | Elevado | Na ₂ O elevado |
| Ca, Sr | Elevado | Elevado em rochas máficas | Baixo | Baixo |
| A/(CNK)* | Baixo | Baixo (Metaluminoso a peraluminoso) A/CNK < 1.1 | Peraluminoso A/CNK > 1.1 | Variável (peralcalino) |
| Fe²⁺/Fe³⁺ | Baixo | Moderado | Baixo | Variável |
| Cr, Ni | Baixo | Baixo | relativamente alto | Variável |
| δ¹⁸O | <9 ‰ | < 10‰ | > 10‰ | Variável |
| ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr | < 0.705 | < 0.708 | > 0.708 | Variável |
| Características Várias | <ul style="list-style-type: none"> ■ Baixos teores Rb, Th e U ■ Baixas razões LILE / HFSE | <ul style="list-style-type: none"> ■ Elevadas razões LILE / HFSE ■ teores Rb, Th e U intermédios Minerais comuns: <ul style="list-style-type: none"> ■ Horneblenda ■ Magnetite | <ul style="list-style-type: none"> ■ razões variáveis LILE/HFSE ■ teores Rb, Th e U variados Minerais comuns <ul style="list-style-type: none"> ■ Moscovite ■ Cordierite ■ Aluminossilicatos ■ Granada | <ul style="list-style-type: none"> ■ razões baixas LILE/HFSE ■ Fe/Mg elevado ■ Ga/Al elevado ■ REE e Zr elevados ■ F e Cl elevados |
| Ambiente tectónico | Zonas de subducção ou Intraplaca oceânica | Zonas de subducção / colisão continental | Zonas de subducção / colisão continental | Anorogénicos Cratões estáveis Rifte |
| Petrogénese | Derivados do manto | Derivados de rochas ígneas máficas a intermédias | Derivados de rochas sedimentares da crosta superior | |

Dados extraídos de White e Chappell (1983), Clarke (1992), Whalen (1985)

* $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$

Como refere Clarke (1992), a classificação genética das rochas graníticas deve ser aplicada com extremo cuidado visto que nem sempre é possível identificar com precisão a natureza dos reservatórios-fonte e dos processos envolvidos na sua petrogénese. Com efeito, os mecanismos responsáveis pela produção e diversificação de magmas granitóides são extremamente complexos, podendo obliterar total ou parcialmente as

suas assinaturas geoquímicas originais. Factores como o envolvimento de fontes distintas (crustais / mantélicas), redistribuição de elementos químicos devido ao fluxo de voláteis, cristalização fraccionada, contaminação e mistura de magmas podem afectar fortemente os padrões geoquímicos dos granitóides e dificultar a sua interpretação.

Apesar destas limitações, parece existir uma estreita relação entre os diferentes grupos de granitóides e o ambiente geodinâmico em que ocorrem (Winter, 2001; Tabela 8.1 e Fig. 8.1).

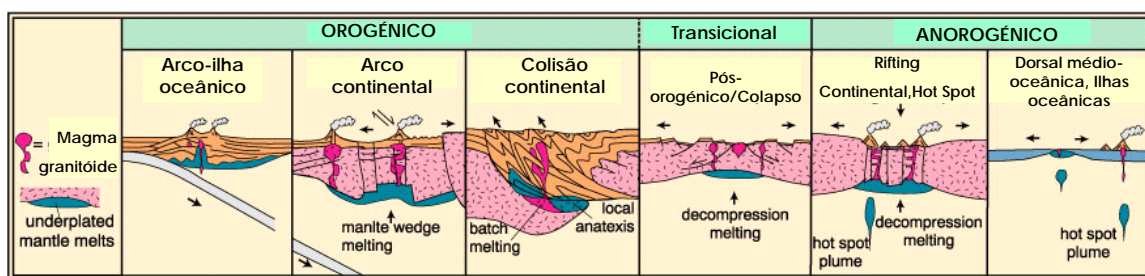


Fig. 8.1 - Classificação de granitóides com base no ambiente geotectónico (extraído de www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements, Winter, 2001)

8.2. PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS

Os diagramas de variação dos granitóides variscos de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves, especialmente os de Ca, P, Rb, Nb, Ba, Sr/(Ca+K), Ba/(K+Ca), Rb/K e Rb/Sr (Figs. 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14), biotite (Fig. 7.8) e moscovite (Fig. 7.9), bem como os gráficos da turmalina (Figs. 7.13, 7.14 e 7.15), apatite (Fig. 7.17), coexistência de micas (Fig. 7.19) e coexistência de micas e apatite (Fig. 7.20), e os diagramas de terras raras dos granitóides (Figs. 5.15 e 5.16), que não são subparalelos sugerem que os três granitóides não estão relacionados. Além disso do granodiorito de Lagares (317 ± 3 Ma) para o monzogranito de Pera Velha (295 ± 6 Ma) e monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (292 ± 6 Ma) o teor de anortite da plagioclase apresenta variação irregular (Tabela 7.3), confirmando que estes granitóides representam três pulsações magmáticas distintas.

Os valores distintos de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, ϵNd_T para os três granitóides (Tabela 6.4) e de $\delta^{18}\text{O}$ (Tabela 6.5) também confirmam que terão resultado de protólitos distintos, embora com contribuição importante da crosta continental superior. Contudo, valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 9,89 e 9,90 para o monzogranito de Pera Velha (Tabela 6.5) poderão sugerir contribuição

da crosta inferior, ou um processo de hibridização resultante de mistura de magma mantélico e magma crustal, o que terá apoio na presença de encraves microgranulares.

O granodiorito-monzogranito de Lagares apresenta fortes semelhanças com o granito de Ucanha-Vilar, datado de 317 ± 3 Ma, por Simões (2000). Assim, assumindo que o granodiorito de Lagares tem a mesma idade (317 ± 3 Ma), é possível incluí-lo no grupo dos granitóides sin-D₃, para os quais tem sido proposto um intervalo de idades de 320 a 300 Ma (Dias *et al.*, 1998; Dias, 2001).

Por outro lado, o monzogranito de Pera Velha e o monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, datados com 295 Ma e 292 Ma, respectivamente, pertencem ambos ao grupo dos granitóides tardi-pós-D₃, intruídos durante os últimos estádios da orogenia varisca (300 – 280 Ma) (Dias *et al.*, 1998; Dias, 2001; Neiva e Gomes, 2001; Valle Aguado *et al.*, 2005).

As características petrográficas e geoquímicas dos granitóides dos três maciços apontam para uma filiação de tipo-S, embora não se possa excluir totalmente a possibilidade de corresponderem a rochas com natureza transicional I-S. Entre as evidências mineralógicas e geoquímicas que parecem apoiar a primeira hipótese, devem destacar-se as seguintes:

- (a) ocorrência de biotite e moscovite como constituintes importantes nestas rochas, e ausência de anfíbola;
- (b) presença de ilmenite como opaco dominante em todas as amostras observadas, e ausência de magnetite;
- (c) carácter ligeiramente peraluminoso ($A/CNK > 1$) dos três granitóides (Tabela 5.3);
- (d) espectro relativamente reduzido de teores de SiO₂ (Tabela 5.1);
- (e) presença de corindo normativo superior a 1,45% (Tabela 5.3)
- (f) razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i > 0,708$ (Tabelas 6.1 e 6.4) e $\delta^{18}\text{O} > 10\text{‰}$ (Tabela 6.5),

Apesar das assinaturas isotópicas de Sr e O serem compatíveis com uma origem por fusão parcial de protólitos supra-crustais (Tabela 6.5), as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves estão muito próximos dos valores que marcam o limite entre os granitóides tipo S e tipo I.

Nota-se ainda que, os granitóides tardi- a pós-cinemáticos (Pera Velha e Ferreira de Aves) apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ mais baixas e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ mais altas do que as dos materiais da crosta superior actualmente expostos neste segmento do soco varisco (Fig. 6.5).

Aliando estes aspectos ao facto de nenhum dos granitóides estudados conter minerais do grupo dos polimorfos Al_2SiO_5 , cordierite ou granada, é possível atribuir-lhes um carácter transicional I-S e admitir que a sua génese esteja ligada à ocorrência de processos de mistura envolvendo quer contaminação e/ou hibridização entre magmas mantélicos e um componente crustal quer fusão de fontes heterogéneas da crosta inferior. A presença de abundantes encraves microgranulares nos granitos de Lagares e Ferreira de Aves tende a favorecer a primeira possibilidade.

Dado o reduzido número de dados isotópicos disponíveis qualquer dos modelos referidos pode ser válido e impede para já a modelização da mistura.

8.3. PROCESSOS DE EVOLUÇÃO MAGMÁTICA

O granodiorito-monzogranito de Lagares possui uma composição química muito homogénea, o que não acontece nem com o monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves nem com, embora em menor escala, o monzogranito de Pera Velha (5.11, 5.12, 5.13 e 5.14).

Tanto as amostras do maciço de Pera Velha como as de Ferreira de Aves definem tendências de variação relativamente coerentes, marcadas por um decréscimo em TiO_2 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 , e Sr com o decréscimo em $\text{FeO}_{\text{total}}$ e o aumento em SiO_2 e Rb , o que sugere uma participação importante de mecanismos de cristalização fraccionada envolvendo quartzo, feldspatos, biotite, ilmenite e talvez apatite na evolução de cada uma das intrusões.

Os padrões de terras raras dos diferentes granitóides são caracterizados por um enriquecimento de LREE em relação as HREE e uma anomalia negativa de európio, indicando que a fraccionação de monazite, apatite, plagioclase e zircão deverão ter desempenhado um papel importante na evolução destes magmas.

8.4. MODELIZAÇÃO DE PROCESSOS DE CRISTALIZAÇÃO FRACCIONADA – GRANITO DE FERREIRA DE AVES

Com base nos dados de elementos maiores e de alguns elementos menores do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves, tentou modelizar-se a sua evolução por cristalização fraccionada. Para o efeito, seleccionou-se a amostra 28A para representar a

composição do magma parental, por ser o termo com teor mais baixo de SiO₂. A amostra 3A, por não ter efeitos metassomáticos, foi utilizada para simular o líquido residual.

Na modelização dos elementos maiores, foi aplicado o método de regressão dos mínimos quadrados e usaram-se as seguintes composições para as fases que fraccionaram:

- anortite, albite, quartzo e feldspato potássico puros;
- biotite mais magnesiânica (obtida na amostra 28A)
- moscovite e ilmenite coexistentes com a biotite escolhida.

As composições da biotite, moscovite e ilmenite foram determinadas por microsonda electrónica.

Os resultados da modelização são apresentados na Tabela 8.2 e mostram que o monzogranito-sienogranito poderá ter evoluído por cristalização fraccionada de quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e ilmenite (Tabela 8.2).

O valor residual (R) é aceitável, embora para alguns óxidos se aproxime muito do seu valor limite (1), e no caso do CaO o ultrapasse por 0,1. O teor de anortite do cumulado é semelhante à composição mais cálcica encontrada na plagioclase deste granito.

Para modelizar os elementos menores Sr, Ba e Rb utilizaram-se duas equações: a equação de *Rayleigh*, que traduz a cristalização fraccionada perfeita e a equação de cristalização em equilíbrio. Os coeficientes de partilha usados estão referidos no trabalho de *Peccerillo et al.* (1994). No cálculo destas equações, usou-se a composição do cumulado e a percentagem em peso de líquido residual após a cristalização fraccionada, resultantes da modelização dos elementos maiores.

Os resultados obtidos pelo cálculo das duas equações diferem um pouco dos dados analíticos. No entanto, a equação de *Rayleigh* parece fornecer uma melhor aproximação às composições reais (Tabela 8.2). O valor calculado para o Rb é superior ao determinado analiticamente, enquanto os valores de Sr e Ba são inferiores, o que provavelmente é devido ao facto dos coeficientes de partilha serem mal conhecidos. Os valores de Sr e Ba podem reflectir a influência de fluidos magmáticos no controle do comportamento do Sr e Ba, mas os valores de Rb não apoiam essa conclusão.

Tabela 8.2 – Resultados da modelização da cristalização fraccionada para o monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico-moscovítico

| | Líquido Residual | An | Ab | Feldspato Potássico | Biotite | Moscovite | Ilmenite | Magma granítico parental | | R |
|-------------------------------------|------------------|-------|-------|---------------------|---------|-----------|----------|--------------------------|-----------|------|
| | | | | | | | | Determinado | Calculado | |
| SiO₂ | 71.59 | 43.20 | 68.74 | 64.77 | 37.49 | 49.19 | 0.00 | 70.90 | 70.90 | +0.4 |
| TiO₂ | 0.54 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.57 | 0.93 | 50.76 | 0.60 | 0.60 | +0.3 |
| Al₂O₃ | 15.63 | 36.64 | 19.44 | 18.31 | 18.60 | 36.38 | 0.00 | 15.30 | 15.30 | +0.2 |
| Fe₂O_{3t} | 2.94 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 24.25 | 1.48 | 46.30 | 3.40 | 3.30 | +0.1 |
| MgO | 0.97 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.50 | 0.84 | 0.00 | 1.0 | 1.0 | -0.3 |
| CaO | 1.50 | 20.20 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.7 | 1.5 | +1.1 |
| Na₂O | 2.92 | 0.00 | 11.82 | 0.00 | 0.09 | 0.36 | 0.00 | 3.0 | 2.8 | +1.0 |
| K₂O | 4.92 | 0.00 | 0.00 | 16.92 | 9.49 | 10.82 | 0.00 | 5.3 | 5.2 | +0.8 |

Peso % de líquido residual após a cristalização fraccionada: 0.615±0.278

Composição do cumulado

Quartzo: 28.8±13

Feldspato potássico: 24.7±11

Plagioclase: 31.2±17

Biotite: 14.8±6

Ilmenite: 0.5±0.8

Composição média do monzogranito-sienogranito porfiróide biotítico-moscovítico

| ppm | Valores determinados | Valores calculados |
|-----------|----------------------|--------------------|
| Sr | 190 | 168 |
| Ba | 538 | 451 |
| Rb | 341 | 375 |

An – anortite; Ab – albite. R representa a previsão do erro no valor calculado ($X_{\text{determinado}} - X_{\text{calculado}} / \sigma X_{\text{determinado}}$).

CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES

- 1) Os granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves são peraluminosos e variscos da Zona Centro-Ibérica relativamente à terceira fase de deformação hercínica e intruíram metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico (Câmbrico), Ordovícico e Carbónico.
- 2) O granodiorito a monzogranito levemente porfiróide biotítico-moscovítico de Lagares é sintectónico, de 317 ± 3 Ma de idade, e possui abundantes encraves microgranulares e metassedimentares.
- 3) O monzogranito de grão médio biotítico-moscovítico de Pera Velha e o monzogranito-sienogranito porfiróide de grão médio a grosseiro de Ferreira de Aves são tardi- a pós-tectónicos, de 295 ± 6 Ma e 292 ± 6 Ma, respectivamente. Formam as duas intrusões mais importantes da área estudada e possuem encraves microgranulares e encraves metassedimentares.
- 4) O granodiorito a monzogranito de Lagares tem uma composição homogénea, enquanto cada um dos outros dois granitóides mostram evoluções nas suas composições, caracterizadas por decréscimo em TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, MgO , CaO , Sr , V , Co , Zr , La , Ce , Hf e Th , e aumento em SiO_2 e Rb durante a diferenciação, mas os três granitóides não estão relacionados, o que também foi encontrado para biotite e moscovite. A maioria dos perfis de terras raras destes granitóides intersecta-se nas terras raras pesadas. As composições químicas de plagioclase, turmalina, apatite e a coexistência de micas apoiam que os três granitóides não estão relacionados.
- 5) O monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves evoluiu por cristalização fraccionada *in situ* controlada pela separação de quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e ilmenite.
- 6) Os valores distintos de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, ϵNd_T e $\delta^{18}\text{O}$ sugerem que os três granitóides terão resultado da fusão parcial predominantemente da crosta continental superior, em que as rochas pelíticas são heterogéneas. Contudo, não se pode excluir uma contribuição da crosta inferior e magma mantélico para cada um dos granitóides.
- 7) As características petrográficas, geoquímicas e isotópicas dos três granitóides permitem atribuir-lhes uma filiação do tipo – S.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ábalos, B.; Carreras, J.; Druguet, E.; Escuder Viruete, J.; Gómez Pugnaire, M.T.; Lorenzo Alvarez S.; Quesada, C.; Rodríguez Fernández, L.R.; Gil-Ibarguchi, J.I. (2002) – Variscan and pre-variscan tectonics. *In: Gibbons, W.; Moreno, T. (Eds). The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, London, 155-183.
- Acciaoli, M.H.; Santos, J.F.; Munhá, J.M. (2005) – Ar-Ar dates for two different stages of the Variscan D3 recorded in metapelites of Serra da Freita (North-Central Portugal). *Geophys. Res. Abs.*, vol. 7, 10076.
- Albuquerque, C. A. R. (1973) – Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1779-1802.
- Almeida, A.; Noronha, F.; Leterrier, J. (1995) – Estudo geoquímico do complexo granítico de Cabeceiras de Basto: implicações petrogenéticas e metalogenéticas. *Mus. Lab. Mineral. Geol.*, Univ. Porto, 4, 687 – 691.
- Antunes, I.M.H.R. (1999) – *Impacte ambiental de antigas explorações mineiras na região de Segura*. Tese de Mestrado. Universidade de Coimbra, 162pp.
- Arth, J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Atherton, M.P. Atkin, B.P.; Naggar, M.H. (1974) - Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt, North Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, 53, 189-192.
- Azevedo, M.R.; Nolan, J. (1998) - Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal). *Lithos*, 44: 1-20
- Azevedo, M., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M.; Medina, J. (2005) - Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. *In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D.; Rosenbaum, G., The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 7.
- Barbarin, B. (1999) - A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626
- Barrière, M.; Cotten, J. (1979) – Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteritic equilibration in granites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 70, 183-192.
- Beattie, P.; Drake, M.; Jones, L.; Leeman, W.; Longhi, J.; McKay, G.; Nielsen, R.; Palme, H.; Shaw, D.; Takahashi, E.; Watson, B. (1993) – Terminology for trace-element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 1605-1606.
- Beetsma, J.J. (1995) - *The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal*. Ph.D. Thesis, Vrije University, Netherlands, 223 pp

- Behr, H.J., Engel, W., Franke, W., Giese, P.; Weber, K. (1984) - The Variscan belt in central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, 15-40.
- Brigatti, M.F.; Frigieri, P.; Ghezzi, C.; Poppi, L. (2000) – Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites. *Am. Mineral.*, 85: 436-448.
- Brooks, C.K., Henderson, P.; Ronsbo, J.G. (1981) - Rare earth elements partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, Northern Ireland. *Mineral. Mag.*, 44, 157-160.
- Brown, G.C. (1981) – Space and time in granite plutonism. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A301, 321-336.
- Bruyil, H.; Westhuizen, W.A.; Schoch, A. E. (1983) – The estimation of FeO, F, and H₂O⁺ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, 1(4), 399-413.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P.; Ribeiro, A. (1981) - Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- Butler, B.C.M. (1967) – Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. *J. Petrol.*, 8(2), 233-267.
- Campos, T.F.C.; Neiva, A.M.R.; Nardi, L.V.S. (2002) – Geochemistry of the Rio Espinhares hybrid complex, northeastern Brazil. *Lithos*, 64, 131-153.
- Capdevila, R.; Floor, P. (1970) - Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. *Bol. Geol. Min. España*, 81, 2-3, 215-225.
- Capdevila, R., Corretgé, L.G.; Floor, P. (1973) - Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 209-228.
- Carrington da Costa, J. (1950) - Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 28 pp.
- Chappell, B.W.; White, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types, *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W.; White, A.J.R. (1992) – I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83, 1 – 26.
- Clarke, D.B. (1992) - *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London. 283 pp.
- Clarke, D.B.; Dorais, M.; Barbarin, B.; Barker, D.; Cesare, B.; Clarke, G.; El Baghdadi, M.; Erdmann, S.; Forster, H.; Gaeta, M.; Gottesmann, B.; Jamieson, R.A.; Kontak, D.J.; Koller, F.; Gomes, C.L.; London, D.; Morgan VI, G.B.; Neves, L.J.P.F.; Pattison, D.R.M.; Pereira, A.J.S.C.; Pichavant, M.; Rapela, C.W.; Renno, A.D.; Richards, S.; Roberts, M.; Rottura, A.; Saavedra, J.; Sial, A.N.; Toselli, A.J.; Ugidos, J.M.; Uher, P.; Villaseca, C.; Visona, D.; Whitney, D.L.; Williamson, B.; Woodard, H.H. (2005) –

- Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. *J. Petrol.*, 46(3), 441-472.
- Collins, W.J., Beams, S.W., White, A.J.R.; Chappell, B.W. (1982) - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 189-200
- Corretgé, L.G. (1983) - Las rocas graníticas e granitoides del Macizo Ibérico. *In: Comba, J.A. (coord), Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 569-592.
- Criss, R.E. (1999) – *Principles of Stable Isotope Distribution*. New York: Oxford University Press, 254pp.
- Czamanske, G.K.; Wones, D.R. (1973) – Oxidation during magmatic differentiation, Finnmark complex, Oslo area, Norway: Part 2, the mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14(3), 349-380.
- Dallai, L.; Ghezzo, C.; Turi, B.; Vesica, P.L. (2002) – Oxygen isotope geochemistry of the granite Harbour intrusives, Wilson terrain, Northern Victoria Land, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 223-241.
- Dallmeyer, R.D.; Martinez Garcia, E. (1990) – Introduction to the Pre-Mesozoic geology of Iberia. *In: Dallmeyer, R.D.; Martínez, E. (Eds.), Pré-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin: Springer-Verlag, 3-4.
- Dalrymple, G.B.; Lanphere, M.A. (1969) – *Potassium-Argon Dating: principles, techniques and application to geochronology*. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 258pp.
- Debon, F.; Le Fort, P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 135-149.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (1962) – *Rock Forming Minerals – Sheet silicates*. Vol. 3 (1st edition), 131-163.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (2000) – *Minerais constituintes das rochas*. 2^a edição. Carlos António Regêncio Macedo (trad.). Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian: 727pp.
- DePaolo, D. (1981) - Neodymium Isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePaolo, D.; Wasserburg, G.J. (1976) – Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252.
- DePaolo, D.J.; Wasserburg, G.J. (1979) - Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615-627
- Dias, G. (2001) – Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, XXXIX, 121-143.

- Dias, G.; Leterrier, J. (1994) - The genesis of mafic-felsic plutonic associations: A Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga granitoid massif (Northern Portugal). *Lithos*, 32: 207-223.
- Dias, G.; Leterrier, J.; Mendes, A.; Simões, P.P.; Bertrand, J.M. (1998) – U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45, 349-369.
- Dias, G.; Simões, P.P.; Ferreira, N.; Leterrier, J. (2002) - Mantle and Crustal Sources in the Genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr-Nd Isotopic Constraints. *Gondwana Research*, 5(2), 287 – 305.
- Dias, R.; Ribeiro, A. (1995) - The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246: 113-128.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R.; González Lodeiro, F. (1990) - Central Iberian Zone: Structure. In: Dallmeyer, R.D.; Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg: 172-188.
- Dickin, A.P. (1997) - *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 452 pp.
- Downes, H.; Duthou, J.L. (1988) - Isotopic and trace-element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.*, 68, 291-308.
- El Bouseilly, A.M.; El Sokkary, A.A. (1975) – The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16, 207-219.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R.; Martínez Catalán, J.R. (1994) - Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 117-138.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de; Rodríguez-Fernández, L.R. (1987) - Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estrutura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto*, 1: 411-431.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, U.S.A., 589 pp.
- Faure, G. (2001) – *Origin of igneous rocks. The isotopic evidence*. Berlin: Springer-Verlag, 494 pp.
- Ferreira, N., Iglesias Ponce de León, M., Noronha, F., Ribeiro, A.; Ribeiro, M.L. (1987a) - Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M., Rodríguez Alonso, M.D. (Eds.) *Geología de los granitoides e rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51.
- Ferreira, N.M.R.; Macedo, C.A.R.; Sousa, M.B. de (1987b) – Cronoestratigrafia dos granitos de Moimenta da Beira – Tabuaço – Penedono. *Mem. Univ. Porto – Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol.*, 1, 287-301.

- Ferreira, N.; Sousa, M.B.de (1994) – Carta geológica de Portugal, escala 1:50000. Folha 14B (Moimenta da Beira) e respectiva notícia explicativa. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Foster, M.D. (1960) - Interpretation of trioctahedral micas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-B, 1-49.
- Fujimaki, H. (1986) - Partition coefficients of Hf, Zr and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 42-45.
- Godinho, M.M. (1974) - Sobre o plutonometamorfismo da região de Guardão (Caramulo, Portugal). *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 78: 37-77
- Gokhale, M.W. (1968) – Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40, 107-111.
- Gomes, M.E.P. (1990) – Contribuição dos encraves no estudo petrogenético dos granitóides de Telões (Vila Pouca de Aguiar). *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 76, 125-140.
- Gomes, M.E.P. (1996) – *Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre D.Chama – Agrochão e as mineralizações associadas*. Tese de doutoramento. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 323 pp.
- Gomes, M.E.P.; Neiva, A.M.R. (2002) – Petrogenesis of tin-bearing granites from Ervedosa, northern Portugal: the importance of magmatic processes. *Chem. Erde*, 62, 47 -72.
- Gomes, M.E.P.; Neiva, A.M.R. (2005) – Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo – Agrochão area, northern Portugal. *Lithos*, 81, 235 – 254.
- González Lodeiro, F., Díez Balda, M.A.; Vegas, R. (2004) - Estructura del Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: Las deformaciones prevariscas. *In: Vera, J.A. (Eds.). Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 83.
- Green, T.H.; Pearson, N.J. (1983) - Effect of pressure on rare earth elements partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305, 414-416.
- Gutierrez Marco, J.C.; San Jose, M.A.; Pieren, A.P. (1990) – Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy of the autochthonous sequences of Central Iberian Zone. *In: Dallmeyer, R.D.; Martínez, E. (Eds.), Pré-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin: Springer-Verlag, 160-171.
- Govindaraju, K. [eds] (1994) – Compilation for working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, XVIII (Special Issue), 158pp.
- Haskin, L.A.; Haskin, M.A.; Frey, F.A.; Wildman, T.R. (1968) – Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In Ahrens, L.H. (ed), *Origin and distribution of the elements*, vol. 1, Pergamon, Oxford, 889-911.
- Hawthorne, F.C.; Henry, D.J. (1999) – Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.*, 11, 201-215.

- Hey, M.H. (1954) – A new review of the chlorites. *Min. Magazine*, vol.30, 277-292
- Hoefs, J. (1997) – *Stable isotope geochemistry*. (4th edition). Berlin: Springer-Verlag, 201pp.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A.; Conde, L.N. (1974) - *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (E. 1:1000000)*. IGME, 113 pp.
- La Roche, H.; Leterrier, J. (1973) - Transposition du tetraedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. D.*, 276, 3115-3118.
- La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P.; Marchal, M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Le Bas, M.J.; Streckeisen (1991) – The IUGS systematics of igneous rocks. *J.Geol. Soc. London*, 148, 825-833.
- Loiselle, M.C.; Wones, D.R. (1979) - Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abs. with Prog.* 11: 468.
- Lehmann, B. (1990) – *Mettalogeny of tin*. Lecture notes in Earth Sciences. Berlin: Springer-Verlag, 211pp.
- London, D. (1992) – Phosphorus in S-type magmas: The P₂O₅ content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites. *American Mineralogist*, 77, 126-145.
- London, D.; Cerný, P.; Loomis, J.L.; Pan, J.J. (1990) – Phosphorus in alkali feldspars of rare-element granitic pegmatites. *Can. Mineralogist*, 28, 771-786.
- London, D.; Morgan, G.B.; Babb, H.A.; Loomis, J.L. (1993) – Behaviour and effects of phosphorus in the system Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-P₂O₅-H₂O at 200 MPa(H₂O). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 450-465.
- London, D.; Manning, D.A.C. (1995) – Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Econ. Geol.*, 90, 495-519.
- London, D.; Morgan VI, G.B.; Wolf, M.B. (1996) – Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: P.H.Ribbe, E.S. Grew e L.M. Anovitz (Eds.). *Reviews in Mineralogy*, 33, 299-330.
- Lotze, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-82. (tradução para castelhano de J.M. Rios).
- Lotze, F. (1956) - Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symp. zu Ehren Hans Stille*, 129-139.
- Ludwig, K.R. (2003) - Users manual for Isoplot 3.00, *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 70 pp.

- Lugmair, G.W.; Carlson, R.W. (1978) - The Sm–Nd history of KREEP. *Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 689–704.
- Lugmair, G.W.; Marti, K. (1978) – Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, 349-357.
- Mahood, G.; Hildreth, W. (1983) - Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2015-2050.
- Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M.L.; Gil Ibarguchi, J.I. (1988) - Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.*, 288: 969-996.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D.; Bea, F. (2004) - Zona Centroibérica: Introducción. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 68-69.
- Martínez Poyatos, D., Díez Balda, M.A., Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R.; Vegas, R. (2004) - Estructura del Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: El acortamiento varisco inicial. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 84-87
- McIntyre, G.A.; Brooks, C.; Compston, W.; Turek, A. (1966) – The statistical assessment of Rb-Sr isochrones. *J. Geophys. Res.*, 71(22), 5459-5468.
- Miller, C.F.; Stoddard, E.F.; Bradfish, L.J.; Dollase, W.A. (1981) – Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineralogist*, 19, 25-34.
- Monier, G.; Mergoill-Daniel, J.; Labernardière, H (1984) – Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, 107, 55-68.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M.; Carron, J. P. (1985) – Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, serie II (Nº 11), 813-818.
- Neiva, A.M.R. (1974) – Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granites, aplites and pegmatites from Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1307-1317.
- Neiva, A.M.R. (1984) – Geochemistry of tin-bearing granitic rocks. *Chem. Geol.*, 43, 241-256.
- Neiva, A.M.R. (1992) – Geochemistry and evolution of Jales granitic system, northern Portugal. *Chem. Erde*, 52, 225 – 241.
- Neiva, A.M.R. (1993) – Geochemistry of granites and their minerals from Gerez mountain, northern Portugal. *Chem. Erde*, 53, 227 – 258.
- Neiva, A.M.R. (1994) – Dating and geochemistry of tin-bearing granitic rocks and their minerals from NE of Gerez, northern Portugal. *Bol. Soc. Española de Mineralogia*, 17, 65 - 82.

- Neiva, A.M.R. (1996) – Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolutions products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Can. Mineralogist*, 34, 745-768.
- Neiva, A.M.R. (1998) – Geochemistry of highly peraluminous granites and their minerals between Douro and Tamega valleys, northern Portugal. *Chem. Erde*, 58, 161-184.
- Neiva, A.M.R. (2001) – Geochemistry of granites from northern and central Portugal associated with tin and tungsten mineralizations. *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, XXXIX, 145 – 159.
- Neiva, A.M.R. (2002) – Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bul. Soc. Geol. Finland*, 74, 79 – 101.
- Neiva, A.M.R.; Neiva, J.M.C.; Parry, S.J. (1987) – Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, Central Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 439-454
- Neiva, A.M.R.; Gomes, M.E.P. (1991) – Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão – Alfarela de Jales – Tourencinho (Vila Pouca de Aguiar, northern Portugal). *Chem. Geology*, 89, 305-327.
- Neiva, A.M.R.; Silva, M.M.V.G.; Gomes, M.E.P. (1998) – Geoquímica da turmalina de granitos, aplitos, pegmatitos, filões de quartzo e rochas metamórficas e metassomáticas do norte de Portugal. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia* (Resumos Alargados), Tomo 84, Fascículo 1. Lisboa: IGM e SGP.
- Neiva, A.M.R.; Gomes, M.E.P. (2001) – Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos Hercínicos portugueses. *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, XXXIX, 53-95.
- Neiva, A.M.R.; Silva, M.M.V.G.; Gomes, M.E.P.; Campos, T.F.C. (2002) – Geochemistry of coexisting biotite and muscovite of Portuguese peraluminous granitic differentiation series. *Chem. Erde*, 62, 197-215.
- Nery Delgado, J.F. (1905) - Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos. I- Precâmbrico e Archaico. II- Câmbrico. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 6, 56-122.
- Neves, L.J.P.F (1997) – Trace element content and partitioning between biotite and muscovite of granitic rocks: a study in the Viseu region (Central Portugal). *Eur. J. Mineral.*, 9, 849 – 857.
- Nockolds, S. R. (1947) – The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245: 401-420.
- NRCCRM (2005) - National Research Centre for Standard Reference Materials [Consult. 29/08/2005]. Disponível na [www:<URL:http://www.nrccrm.org.cn/sqlCNIST/srhAll.asp?vBtoT=&veNofM=Rocks&vDfTbl=Geology>](http://www.nrccrm.org.cn/sqlCNIST/srhAll.asp?vBtoT=&veNofM=Rocks&vDfTbl=Geology)
- Oen, I.S. (1970) - Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España*, 81, 271-298.

- Oliveira, J.T.; Pereira, E.; Piçarra, J.M.; Young, T.; Romano, M. (1992) – O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez Marco, J.G.; Saavedra, J.; Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidade de Extremadura, 359-374.
- O'Neil, J.R.; Taylor Jr, H.P. (1967) – The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Am. Mineralogist*, 52, 1414-1437.
- Peacock, M.A. (1931) – Classification of igneous rocks series. *J. Geol.*, 39 (1), 54-67.
- Pearce, J., Harris, N.; Tindle, A. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Peccerillo, A.; Pinarelli, L.; Del Moro, A.; Rottura, A. (1994) – Interaction between mafic and salic magmas in granitoid plutons as inferred from geochemical and Sr-Nd isotopic study of enclaves and host granitoids from Cima D'Asta, Southern Alps, Italy. *Per. Mineral.*, 63, 93 -111.
- Pereira, E., Gonçalves, L.S.M.; Moreira, A. (1980) - Carta Geológica de Portugal nº 13-D (Oliveira de Azeméis), Escala 1/50000. Serv. Geol. Portugal.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F.; González Lodeiro, F. (2004) - La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 21-25
- Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J.I., Dallmeyer, R.D., Menot, R.P., Cornichet, J.; Iglesias Ponce de León, M., (1990) - Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain): *Tectonophysics*, 177, p. 263-292.
- Pinto, A.F.F. (2001) – Petrologia e geoquímica das rochas graníticas tardi a pós-F₃ da região de Viseu. *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 1 (nova série), 43 – 71.
- Pinto, M.S. (1985) – Escala geocronológica de granitóides portugueses ante-Mesozóicos: uma proposta. *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 99, 157 – 165.
- Pinto, M.S., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G.; Portugal Ferreira, M. (1987) - Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: *Geologia de los granitoides e rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. and Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.) Editorial Rueda, Madrid, 69-86.
- Ramalho, M.; Antunes, T. (1992) – *Carta Geológica de Portugal, escala 1:500000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Raju, R.D.; Rao, J.S.R.K. (1972) – Chemical distinction between replacement and magmatic granitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 169-172.

- Reavy, R.J. (1989) - Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: The Portuguese Hercynian collision belt. *Journal of the Geological Society*, London, 146, 649-657
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D.; Monteiro, J.H. (1979) - *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp
- Ribeiro, A.; Silva, J.; Dias, R.; Pereira, E.; Oliveira, J.; Rebelo, J.; Romão, J.; Silva, A. (1991) – Sardic inversion tectonics in the Centro-Iberian Zone. III Congresso Nac. Geol. Coimbra, 71.
- Rieder, M.; Cavazzinil, G.; D'Yakonov, Y.S.; Frank-Kamenetskii, V.A.; Gottardi, G.; Guggenheim, S.; Koval, P.V.; Muller, G.; Neiva, A.M.R.; Radoslovich, E.W.; Robert, J.; Sassi, F.P.; Takeda, H.; Weiss, Z.; Wones, D.R. (1998) – Nomenclature of the micas. *Can. Mineralogist*, 36, 905-912.
- Robardet, C.; Gutiérrez Marco, J. C. (1990) - Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. *In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 383-395.
- Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámez Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Vegas, R. (2004) - Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: Estratigrafía. *In: Vera, J.A. (Eds.). Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 78-81
- Rollinson, H.R. (1995) – *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: Longman (Longman geochemistry series), 352pp.
- San José, M.A.; Pieren, A.P; Garcia-Hidalgo, J.F.; Vilas, L.; Herranz, P.; Pelaez, J.R.; Perejon, A. (1990) - Central Iberian Zone: Autochthonous sequences: Ante-Ordovician stratigraphy. *In Pre-Mesozoic Geology of the Iberian Peninsula*, Dallmeyer, R.D e Martinez Garcia, E. (Eds.). Springer Verlag, Berlin, 147-159.
- Schermerhorn, L.J.G. (1956) - Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 37, 617 pp
- Sha, L.; Chappell, B.W. (1999) – Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.63 (nº 22), 3861-3881.
- Shand, S.J. (1947) – *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits*. (3ª ed.). New York: John Wiley & Sons, 488pp.
- Silva, M.M.V.G.; Neiva, A.M.R. (1990) - Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira – Penedono, Northern Portugal. *Chem. Geol.*, 85: 147-170.
- Silva, M.M.V.G.; Neiva, A.M.R. (2000) – Geochemistry of Hercynian peraluminous granites and their minerals from Carregal do Sal – Nelas – Lagares da Beira area, central Portugal. *Chem. Erde*, 59, 329 – 349.

- Simões, P.M.M.P. (2000) – *Instalação, geocronologia e petrogénese de granitóides biotíticos sintectónicos associados ao cisalhamento Vigo – Régua (ZCI, Norte de Portugal)*. Tese de doutoramento (não publicada). Braga: Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, 351pp.
- Sousa, M.B. (1983) – Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-Ordovícicas da ZCI. *Memórias e Notícias*. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 95, 65-99.
- Sousa, M.B. (1984) – Considerações paleogeográficas sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 9-36.
- Sousa, M.B. (1985) – Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 100, 1-16.
- Sousa, M.J.L.; Wagner, R.H. (1983) - General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. In: Sousa, M.J.L., Oliveira, J.D. (Eds.). *The Carboniferous of Portugal*. Memórias dos Serv. Geol. Portugal, 29, 117-121.
- Steigler, R.H.; Jager, E. (1977) – Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Tanaka, T.; Togashi, S.; Kamioka, H.; Amakawa, H.; Kagami, H.; Hamamoto, T.; Yuhara, M.; Orihashi, Y.; Yoneda, S.; Shimizu, H.; Kunimaru, T.; Takahashi, K.; Yanagi, T.; Nakano, T.; Fujimaki, H.; Shinjo, R.; Asahara, Y.; Tanimizu, M.; Dragusanu, C. (2005) – JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium. *Chem. Geol.*, 168, 279-281.
- Tassinari, C.C.G., Medina, J.; Pinto, M.S. (1995) - Rb-Sr and Sm-Nd geochronology and isotope geochemistry of Central Iberian metasedimentary rocks (Portugal). *Geologie en Mijnbouw*, 75, 69-79
- Taylor Jr, H.P.; Sheppard, S.M.F. (1986) – Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. *Reviews in Mineralogy*, 16, 227-357.
- Teixeira, C., Santos, J.P., Lopes, J.V.T., Pilar, L., Pereira, V.C. (1972) – Carta Geológica de Portugal, escala 1: 50000, Folha 14D (Aguiar da Beira) e respectiva notícia explicativa. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Tsue, A. (1973) – The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Ōsumi peninsula, Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, 40: 305-314.
- Valle Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R.. (1993) - Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro Portugal*, 79: 41-61.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R.; Nolan, J. (2005) - U-Pb zircon and monazite of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. *Lithos*, 82, 169-184.

- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. and Barbero, L. (1999) - Nature and Composition of the Lower Continental Crust in Central Spain and the Granulite-Granite Linkage: Inferences from Granulitic Xenoliths. *Journal of Petrology*, 40, 1463-1496.
- Ward, C.D.; McArthur, J.M.; Walsh, J.N. (1992) - Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *J. Petrol.*, 33, 785-815.
- Whalen, J.B. (1985) – Geochemistry of an island-arc plutonic suite: The Uasilau- Yau Yau intrusive complex. New Britain, P.N.G., *J. Petrol.*, 26, 603 – 632.
- Whalen, J.B.; Chappell, B.W. (1988) – Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *Am. Mineralogist*, 73, 281-296.
- White, A.J.R. (1979) - Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Abs. with Prog.* 11: 539.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W. (1983) - Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 19, 21-34.
- White, A.J.R.; Chappell, B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Winter, J. (2001) - *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall: 697pp.

ANEXOS

ANEXO I – COMPOSIÇÕES MODAIS

Tabela I.1 – Composição modal do granodiorito-monzogranito de Lagares

| | 29A | 36A | 37A | 40A |
|--------------------|-------|-------|-------|------|
| Quartzo | 33.7 | 44.3 | 36.7 | 35.5 |
| Felds-k | 8.9 | 11.6 | 15.3 | 24.9 |
| Plagioclase | 20.7 | 22.3 | 17.9 | 23.3 |
| Biotite | 26.0 | 13.7 | 20.0 | 10.1 |
| Clorite | 0.9 | 0.4 | 0.2 | 0.8 |
| Moscovite | 2.5 | 6.3 | 7.9 | 5.1 |
| Mosc-Sec | 0.3 | 0.6 | 0.6 | 0.1 |
| Turmalina | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 0.0 |
| Opacos | 7.1 | 0.8 | 0.8 | 0.2 |
| Total | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 99.9 |

Felds-k – Feldspato potássico; Mosc-Sec – Moscovite secundária.

Tabela I.2 – Composição modal do monzogranito de Pera Velha

| | 20A | 24A | 18A |
|--------------------|-------|-------|-------|
| Quartzo | 34.4 | 33.5 | 38.5 |
| Felds-K | 29.2 | 31.0 | 33.0 |
| Plagioclase | 24.5 | 28.1 | 23.6 |
| Biotite | 6.7 | 3.6 | 3.2 |
| Clorite | 0.4 | 0.3 | 0.2 |
| Moscovite | 3.9 | 2.6 | 1.3 |
| Mosc-Sec | 1.0 | 0.9 | 0.1 |
| Turmalina | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Opacos | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Total | 100.0 | 100.0 | 100.0 |

Felds-k – Feldspato potássico; Mosc-Sec – Moscovite secundária

Tabela I.3 – Composição modal do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

| | 41A | 28A | 2A | 3A | 5A |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Quartzo | 35.9 | 34.6 | 30.2 | 29.1 | 40.6 |
| Felds-K | 15.6 | 18.8 | 49.6 | 44.6 | 31.2 |
| Plagioclase | 29.8 | 30.3 | 12.5 | 16.3 | 19.9 |
| Biotite | 14.6 | 8.5 | 3.8 | 6.5 | 5.8 |
| Clorite | 0.7 | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.5 |
| Moscovite | 2.6 | 7.0 | 2.9 | 2.1 | 0.7 |
| Mosc-Sec | 0.4 | 0.3 | 0.8 | 0.4 | 1.0 |
| Turmalina | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.5 | 0.0 |
| Opacos | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.2 |
| Apatite | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Total | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 |

Felds-k – Feldspato potássico; Mosc-Sec – Moscovite secundária.

ANEXO II – COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM ELEMENTOS MAIORES (% PESO) E MENORES (PPM)

Tabela II.1 – Composição química em elementos maiores (% peso) e menores (ppm) do granodiorito-monzogranito de Lagares

| | 38A | 39A | 37A | 29A | 40A | 36A |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 68.33 | 68.36 | 69.08 | 69.31 | 69.38 | 69.52 |
| TiO ₂ | 0.66 | 0.67 | 0.65 | 0.67 | 0.65 | 0.66 |
| Al ₂ O ₃ | 15.14 | 15.10 | 14.97 | 15.22 | 14.98 | 15.02 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.73 | 0.62 | 0.77 | 0.58 | 0.55 | 0.98 |
| FeO | 2.49 | 2.62 | 2.42 | 2.66 | 2.62 | 2.42 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.04 |
| MgO | 0.96 | 1.07 | 0.97 | 0.97 | 0.96 | 0.94 |
| CaO | 1.43 | 1.90 | 1.32 | 1.41 | 1.45 | 1.39 |
| Na ₂ O | 2.60 | 2.99 | 2.54 | 2.54 | 2.54 | 2.59 |
| K ₂ O | 5.47 | 5.19 | 5.49 | 5.17 | 5.40 | 5.32 |
| P ₂ O ₅ | 0.37 | 0.38 | 0.37 | 0.35 | 0.37 | 0.35 |
| LOI | 1.30 | 0.72 | 1.08 | 1.34 | 1.17 | 0.99 |
| Total | 99.53 | 99.68 | 99.70 | 100.26 | 100.11 | 100.22 |
| FeO _{tot} | 3.15 | 3.19 | 3.11 | 3.19 | 3.11 | 3.30 |
| F | 2359 | nd | 2162 | 2295 | nd | 2085 |
| Li | 263 | 187 | 263 | 556 | 358 | 546 |
| V | 37 | 35 | 35 | 37 | 37 | 35 |
| Cr | 27 | * | 27 | 25 | 28 | 24 |
| Co | 6 | 6 | 6 | 7 | 6 | 6 |
| Ni | * | * | * | * | * | * |
| Cu | 12 | 11 | 16 | * | * | * |
| Zn | 79 | 74 | 82 | 81 | 85 | 2*2 |
| Ga | 24 | 23 | 24 | 24 | 24 | 22 |
| Ge | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| As | 9 | 7 | 6 | 12 | 8 | 15 |
| Rb | 355 | 316 | 328 | 32* | 331 | 322 |
| Sr | 181 | 225 | 18* | 177 | 182 | 172 |
| Y | 25 | 25 | 25 | 24 | 25 | 24 |
| Zr | 258 | 233 | 243 | 268 | 275 | 247 |
| Nb | 16 | 17 | 17 | 17 | 17 | 16 |
| Sn | 15 | 8 | 6 | 1* | 8 | 6 |
| Sb | * | 1 | * | * | * | * |
| Cs | 48 | 23 | 46 | 59 | 48 | 58 |
| Ba | 729 | 797 | 743 | 65* | 748 | 697 |
| Hf | 8 | 7 | 7 | 8 | 8 | 8 |
| Ta | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| W | 4 | 3 | 2 | 3 | 2 | 2 |
| Tl | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Pb | 38 | 34 | 31 | 31 | 39 | 26 |
| Bi | 2 | 1 | * | 1 | 1 | 1 |
| Th | 38 | 28 | 36 | 39 | 38 | 34 |
| U | 12 | 9 | 11 | 11 | 11 | 1* |

LOI – Perda ao rubro; * - Valores inferiores ao limite de detecção; nd – não determinado

ANEXO II (CONTINUAÇÃO)

Tabela II.2 – Composição química em elementos maiores (%peso) e menores (ppm) do monzogranito de Pera Velha

| | 22A | 20 A | 26A | 23A | 24A | 17 A | 25A | 19 A | 18 A | 1 A |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO₂ | 72.71 | 72.81 | 73.06 | 73.31 | 73.69 | 73.78 | 73.98 | 73.99 | 74.56 | 74.59 |
| TiO₂ | 0.24 | 0.24 | 0.20 | 0.22 | 0.16 | 0.17 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.16 |
| Al₂O₃ | 14.17 | 14.23 | 14.11 | 14.05 | 14.22 | 13.98 | 13.76 | 13.93 | 13.58 | 13.86 |
| Fe₂O₃ | 0.18 | 0.33 | 0.69 | 0.26 | 0.20 | 0.33 | 0.17 | 0.18 | 0.39 | 0.24 |
| FeO | 1.45 | 1.30 | 1.13 | 1.24 | 1.09 | 1.23 | 1.31 | 1.16 | 1.02 | 1.28 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.05 |
| MgO | 0.55 | 0.54 | 0.48 | 0.50 | 0.37 | 0.34 | 0.26 | 0.26 | 0.27 | 0.26 |
| CaO | 1.19 | 1.30 | 1.03 | 1.15 | 0.97 | 0.84 | 0.77 | 0.69 | 0.67 | 0.74 |
| Na₂O | 3.41 | 3.59 | 3.55 | 3.46 | 3.73 | 3.60 | 3.66 | 3.75 | 3.61 | 3.69 |
| K₂O | 4.90 | 4.49 | 4.55 | 4.55 | 4.39 | 4.66 | 4.65 | 4.81 | 4.57 | 4.56 |
| P₂O₅ | 0.17 | 0.17 | 0.16 | 0.18 | 0.16 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.14 |
| LOI | 0.80 | 0.80 | 0.82 | 0.68 | 0.83 | 0.72 | 0.62 | 0.72 | 0.75 | 0.65 |
| Total | 99.81 | 99.84 | 99.83 | 99.65 | 99.87 | 99.84 | 99.51 | 99.81 | 99.73 | 100.21 |
| FeO_{tot} | 1.61 | 1.59 | 1.75 | 1.48 | 1.27 | 1.52 | 1.46 | 1.32 | 1.37 | 1.49 |
| F | 1325 | nd | nd | 1280 | nd | nd | nd | nd | 1573 | 1784 |
| Li | 158 | 150 | 198 | 201 | 293 | 245 | 249 | 209 | 210 | 345 |
| V | 15 | 10 | 11 | 12 | 8 | 5 | 6 | * | * | * |
| Cr | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| Co | 3 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | * | * | 1 |
| Ni | * | * | * | * | * | 36 | * | * | * | * |
| Cu | * | * | * | * | * | * | * | * | * | 12 |
| Zn | 46 | 58 | 35 | * | 47 | * | 40 | * | * | * |
| Ga | 22 | 21 | 21 | 20 | 22 | 22 | 22 | 22 | 21 | 23 |
| Ge | 1 | 2 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 |
| As | * | * | * | * | * | * | * | 27 | * | * |
| Rb | 288 | 261 | 288 | 264 | 340 | 328 | 335 | 324 | 307 | 332 |
| Sr | 99 | 90 | 72 | 73 | 60 | 57 | 55 | 51 | 49 | 51 |
| Y | 20 | 21 | 17 | 20 | 14 | 18 | 24 | 19 | 17 | 23 |
| Zr | 142 | 127 | 122 | 124 | 83 | 120 | 123 | 119 | 102 | 107 |
| Nb | 16 | 16 | 16 | 15 | 17 | 17 | 18 | 16 | 16 | 17 |
| Sn | 16 | 15 | 15 | 17 | 27 | 21 | 22 | 22 | 20 | 40 |
| Sb | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| Cs | 29 | 28 | 26 | 21 | 55 | 29 | 41 | 27 | 27 | 29 |
| Ba | 502 | 495 | 356 | 368 | 260 | 339 | 277 | 317 | 294 | 295 |
| Hf | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 | 4 | 4 | 4 | 3 | 4 |
| Ta | 3 | 2 | 4 | 3 | 5 | 3 | 4 | 3 | 3 | 3 |
| W | 2 | 1 | 2 | 8 | 4 | 2 | 4 | 3 | 2 | 2 |
| Tl | 2 | 4 | 2 | 1 | 3 | 4 | 2 | 5 | 5 | 4 |
| Pb | 27 | 38 | 21 | 63 | 27 | 29 | 26 | 39 | 36 | 23 |
| Bi | 2 | 20 | 4 | 1 | 5 | 2 | 3 | 49 | 74 | 28 |
| Th | 17 | 17 | 14 | 14 | 11 | 13 | 13 | 12 | 12 | 13 |
| U | 5 | 5 | 4 | 4 | 13 | 10 | 8 | 12 | 13 | 8 |

LOI – Perda ao rubro; * - Valores inferiores ao limite de detecção; nd – não determinado.

ANEXO II (CONTINUAÇÃO)

Tabela II.3 – Composição química em elementos maiores (%peso) e menores (ppm) do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

| | 41A | 28A | 27A | 11 A | 13 A | 3Dp | 10 A | 5 A | 12 A | 4 A | 15 A | 32A | 2A | 6 A | 21A | 35A |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO₂ | 68.28 | 68.76 | 69.58 | 69.65 | 70.26 | 70.47 | 70.84 | 70.91 | 71.04 | 71.42 | 71.68 | 71.76 | 72.16 | 72.71 | 72.89 | 74.55 |
| TiO₂ | 0.69 | 0.61 | 0.51 | 0.56 | 0.48 | 0.53 | 0.45 | 0.43 | 0.45 | 0.46 | 0.55 | 0.26 | 0.47 | 0.27 | 0.20 | 0.17 |
| Al₂O₃ | 15.26 | 15.11 | 14.77 | 14.98 | 14.84 | 14.40 | 14.72 | 14.35 | 14.58 | 14.62 | 13.87 | 14.54 | 13.76 | 14.04 | 13.95 | 13.69 |
| Fe₂O₃ | 0.93 | 0.64 | 0.39 | 0.66 | 0.56 | 0.52 | 0.47 | 0.36 | 0.67 | 0.15 | 0.54 | 0.59 | 0.34 | 0.44 | 0.32 | 0.34 |
| FeO | 2.27 | 2.47 | 2.21 | 2.19 | 2.00 | 2.13 | 1.95 | 2.30 | 1.72 | 2.32 | 2.37 | 1.52 | 1.97 | 1.61 | 1.23 | 1.10 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.07 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.03 |
| MgO | 1.26 | 0.99 | 0.90 | 0.88 | 0.81 | 0.95 | 0.73 | 0.58 | 0.77 | 0.83 | 0.97 | 0.37 | 0.71 | 0.39 | 0.38 | 0.30 |
| CaO | 1.46 | 1.68 | 1.43 | 1.55 | 1.36 | 1.48 | 1.42 | 1.42 | 1.44 | 1.52 | 1.67 | 0.81 | 1.28 | 0.95 | 0.70 | 0.69 |
| Na₂O | 2.32 | 2.95 | 2.88 | 3.09 | 3.02 | 2.87 | 3.10 | 3.46 | 3.01 | 3.01 | 2.90 | 3.54 | 2.54 | 3.41 | 3.30 | 3.22 |
| K₂O | 4.78 | 5.22 | 5.49 | 4.90 | 5.11 | 4.84 | 4.80 | 4.85 | 4.90 | 4.80 | 3.98 | 4.72 | 5.14 | 4.62 | 5.27 | 5.17 |
| P₂O₅ | 0.34 | 0.37 | 0.32 | 0.35 | 0.35 | 0.36 | 0.33 | 0.26 | 0.31 | 0.32 | 0.34 | 0.28 | 0.32 | 0.27 | 0.21 | 0.20 |
| LOI | 2.32 | 0.88 | 0.98 | 0.74 | 0.78 | 0.92 | 0.98 | 0.68 | 0.78 | 0.72 | 0.83 | 1.14 | 0.85 | 0.74 | 1.04 | 0.83 |
| Total | 99.95 | 99.72 | 99.51 | 99.59 | 99.61 | 99.51 | 99.83 | 99.66 | 99.71 | 100.22 | 99.75 | 99.58 | 99.57 | 99.51 | 99.53 | 100.30 |
| FeO_{tot} | 3.10 | 3.04 | 2.56 | 2.78 | 2.50 | 2.60 | 2.38 | 2.63 | 2.32 | 2.46 | 2.86 | 2.04 | 2.28 | 2.01 | 1.51 | 1.41 |
| F | 1409 | 2056 | nd | nd | nd | 2830 | nd | 1905 | nd | 2497 | nd | nd | nd | 2037 | nd | 1433 |
| Li | 144 | 170 | 157 | 181 | 195 | 191 | 180 | 191 | 168 | 173 | 163 | 325 | 126 | 224 | 218 | 134 |
| V | 41 | 29 | 23 | 20 | 16 | 28 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 10 | 20 | 8 | 8 | 8 |
| Cr | 23 | * | 43 | * | * | 29 | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| Co | 7 | 6 | 4 | 4 | 4 | 5 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 | 2 | 4 | 2 | 1 | 1 |
| Ni | * | * | 21 | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | 53 | * | * |
| Cu | 21 | * | * | * | * | * | * | * | * | 12 | * | * | 10 | * | * | * |
| Zn | 65 | 81 | 109 | 59 | 42 | 59 | 46 | * | 45 | 49 | 52 | 88 | 68 | * | 50 | 54 |
| Ga | 23 | 25 | 22 | 25 | 24 | 23 | 25 | 24 | 23 | 23 | 24 | 26 | 22 | 24 | 20 | 22 |
| Ge | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 |
| As | * | * | * | 10 | * | * | 30 | * | * | * | 5 | * | * | * | * | * |
| Rb | 254 | 337 | 328 | 341 | 354 | 341 | 345 | 310 | 327 | 327 | 286 | 435 | 310 | 348 | 371 | 335 |
| Sr | 317 | 218 | 177 | 159 | 156 | 190 | 136 | 92 | 169 | 168 | 165 | 49 | 136 | 59 | 50 | 54 |
| Y | 21 | 26 | 19 | 17 | 16 | 18 | 15 | 26 | 15 | 15 | 17 | 28 | 17 | 24 | 22 | 22 |
| Zr | 237 | 253 | 188 | 219 | 193 | 210 | 162 | 204 | 188 | 180 | 201 | 144 | 203 | 144 | 109 | 100 |
| Nb | 15 | 18 | 16 | 18 | 17 | 16 | 17 | 19 | 16 | 16 | 18 | 24 | 14 | 19 | 17 | 17 |
| Sn | 7 | 10 | 11 | 10 | 12 | 11 | 12 | 19 | 11 | 11 | 9 | 26 | 7 | 18 | 22 | 11 |
| Cs | 15 | 21 | 24 | 22 | 24 | 25 | 22 | 25 | 23 | 24 | 21 | 42 | 18 | 35 | 48 | 14 |
| Ba | 733 | 691 | 503 | 485 | 537 | 538 | 403 | 396 | 498 | 470 | 408 | 191 | 460 | 257 | 240 | 233 |
| Hf | 7 | 7 | 6 | 7 | 6 | 6 | 5 | 6 | 6 | 6 | 6 | 4 | 6 | 5 | 4 | 3 |
| Ta | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 5 | 2 | 3 | 4 | 3 |
| W | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 4 | 4 | 1 | 2 | 2 | 1 | 5 | 1 | 3 | 4 | 4 |
| Tl | 2 | 2 | 2 | 5 | 5 | 2 | 4 | 3 | 5 | 5 | 4 | 3 | 2 | 4 | 3 | 2 |
| Pb | 30 | 37 | 34 | 44 | 37 | 27 | 33 | 28 | 45 | 39 | 32 | 28 | 39 | 16 | 25 | 32 |
| Bi | 1 | 1 | 1 | 9 | 27 | 1 | 31 | 17 | 32 | 13 | 20 | 2 | 2 | 13 | 3 | 0 |
| Th | 23 | 31 | 26 | 30 | 27 | 24 | 25 | 19 | 24 | 23 | 30 | 22 | 30 | 18 | 18 | 16 |
| U | 8 | 5 | 14 | 17 | 12 | 11 | 12 | 6 | 5 | 9 | 5 | 28 | 14 | 5 | 10 | 17 |

LOI – Perda ao rubro; * - Valores inferiores ao limite de detecção; nd – não determinado

ANEXO III – COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM TERRAS RARAS (PPM)

Tabela III.1 - Composição química em terras raras (ppm) do granodiorito-monzogranito de Lagares

| | 38A | 39A | 37A | 29A | 40A | 36A |
|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| La | 56.98 | 52.70 | 54.86 | 57.27 | 58.55 | 53.92 |
| Ce | 125.49 | 112.95 | 121.71 | 126.67 | 128.56 | 120.21 |
| Pr | 15.69 | 13.71 | 15.09 | 15.29 | 16.22 | 14.71 |
| Nd | 58.51 | 51.27 | 55.67 | 58.15 | 59.59 | 54.07 |
| Sm | 10.94 | 9.49 | 10.32 | 10.62 | 11.17 | 10.40 |
| Eu | 1.16 | 1.24 | 1.17 | 1.11 | 1.17 | 1.19 |
| Gd | 8.22 | 7.37 | 7.69 | 7.28 | 8.12 | 7.74 |
| Tb | 1.08 | 1.01 | 1.02 | 0.94 | 1.05 | 1.06 |
| Dy | 4.87 | 4.78 | 4.61 | 4.63 | 4.79 | 4.74 |
| Ho | 0.85 | 0.84 | 0.82 | 0.81 | 0.80 | 0.83 |
| Er | 2.47 | 2.31 | 2.24 | 2.27 | 2.24 | 2.32 |
| Tm | 0.34 | 0.31 | 0.31 | 0.31 | 0.32 | 0.32 |
| Yb | 1.98 | 1.83 | 1.85 | 1.83 | 1.87 | 1.89 |
| Lu | 0.29 | 0.26 | 0.26 | 0.25 | 0.25 | 0.28 |
| Total | 288.86 | 260.08 | 277.62 | 287.46 | 294.70 | 273.66 |

Tabela III.2 - Composição química em terras raras (ppm) do monzogranito de Pera Velha

| | 22A | 20 A | 26A | 23A | 24A | 17 A | 25A | 19 A | 18 A | 1 A |
|--------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| La | 31.37 | 31.89 | 24.24 | 24.47 | 18.50 | 23.78 | 23.30 | 22.85 | 21.64 | 25.65 |
| Ce | 62.55 | 62.64 | 47.44 | 49.27 | 37.43 | 49.34 | 48.28 | 47.31 | 45.59 | 54.11 |
| Pr | 6.91 | 6.90 | 5.36 | 5.49 | 4.13 | 5.30 | 5.43 | 5.10 | 4.82 | 5.69 |
| Nd | 26.11 | 25.36 | 19.58 | 20.26 | 15.69 | 19.30 | 19.62 | 18.37 | 17.48 | 20.66 |
| Sm | 5.12 | 5.38 | 4.04 | 4.27 | 3.25 | 4.23 | 4.35 | 4.02 | 3.88 | 4.58 |
| Eu | 0.67 | 0.68 | 0.50 | 0.52 | 0.37 | 0.47 | 0.46 | 0.43 | 0.42 | 0.44 |
| Gd | 4.15 | 4.66 | 3.26 | 3.59 | 2.67 | 3.66 | 3.67 | 3.56 | 3.22 | 4.02 |
| Tb | 0.65 | 0.79 | 0.52 | 0.58 | 0.43 | 0.65 | 0.65 | 0.66 | 0.61 | 0.78 |
| Dy | 3.31 | 3.97 | 2.80 | 3.10 | 2.41 | 3.52 | 3.91 | 3.54 | 3.22 | 4.14 |
| Ho | 0.63 | 0.74 | 0.53 | 0.60 | 0.47 | 0.67 | 0.79 | 0.72 | 0.64 | 0.82 |
| Er | 1.84 | 2.11 | 1.58 | 1.80 | 1.42 | 1.93 | 2.37 | 2.06 | 1.88 | 2.42 |
| Tm | 0.26 | 0.32 | 0.24 | 0.26 | 0.21 | 0.31 | 0.36 | 0.35 | 0.30 | 0.40 |
| Yb | 1.61 | 2.01 | 1.52 | 1.60 | 1.39 | 2.00 | 2.20 | 2.15 | 1.92 | 2.47 |
| Lu | 0.23 | 0.28 | 0.21 | 0.24 | 0.20 | 0.29 | 0.32 | 0.30 | 0.27 | 0.36 |
| Total | 145.41 | 147.72 | 111.82 | 116.04 | 88.56 | 115.45 | 115.72 | 111.42 | 105.92 | 126.53 |

ANEXO III (CONTINUAÇÃO)

Tabela III.3 - Composição química em terras raras (ppm) do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

| | 41A | 28A | 27A | 11 A | 13 A | 3Dp | 10 A | 5 A | 12 A | 4 A | 15 A | 32A | 2A | 6 A | 21A | 35A |
|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| La | 50.80 | 55.78 | 44.11 | 50.64 | 47.03 | 43.32 | 42.62 | 38.08 | 44.80 | 40.67 | 54.12 | 31.09 | 44.58 | 28.65 | 24.66 | 22.99 |
| Ce | 108.41 | 120.36 | 95.65 | 112.82 | 102.45 | 95.51 | 94.82 | 82.77 | 97.10 | 89.86 | 119.10 | 67.57 | 98.89 | 64.25 | 54.44 | 49.22 |
| Pr | 13.42 | 13.94 | 11.19 | 12.68 | 11.73 | 11.44 | 10.75 | 9.26 | 10.95 | 10.19 | 13.38 | 8.08 | 12.32 | 7.12 | 6.23 | 5.87 |
| Nd | 49.03 | 52.58 | 42.19 | 47.55 | 43.21 | 43.14 | 41.05 | 34.93 | 41.37 | 38.02 | 49.73 | 30.73 | 46.55 | 26.63 | 22.73 | 21.77 |
| Sm | 9.24 | 9.76 | 7.74 | 9.07 | 8.57 | 7.83 | 7.86 | 7.41 | 7.76 | 7.20 | 9.14 | 6.56 | 8.67 | 5.93 | 4.91 | 4.69 |
| Eu | 1.16 | 1.15 | 0.88 | 0.94 | 0.94 | 0.94 | 0.84 | 0.95 | 0.89 | 0.88 | 0.89 | 0.43 | 0.87 | 0.59 | 0.46 | 0.44 |
| Gd | 6.58 | 6.75 | 5.29 | 6.20 | 5.90 | 5.95 | 5.40 | 6.11 | 5.32 | 5.09 | 6.32 | 5.79 | 5.82 | 4.92 | 3.98 | 4.29 |
| Tb | 0.87 | 0.95 | 0.73 | 0.87 | 0.83 | 0.79 | 0.77 | 1.05 | 0.76 | 0.73 | 0.89 | 0.90 | 0.76 | 0.89 | 0.65 | 0.70 |
| Dy | 4.07 | 4.70 | 3.56 | 3.88 | 3.60 | 3.54 | 3.32 | 5.31 | 3.38 | 3.32 | 3.94 | 4.77 | 3.38 | 4.56 | 3.71 | 3.73 |
| Ho | 0.70 | 0.84 | 0.62 | 0.65 | 0.60 | 0.60 | 0.55 | 1.00 | 0.57 | 0.58 | 0.65 | 0.90 | 0.54 | 0.87 | 0.72 | 0.67 |
| Er | 1.95 | 2.29 | 1.73 | 1.74 | 1.64 | 1.63 | 1.49 | 2.93 | 1.56 | 1.58 | 1.75 | 2.54 | 1.41 | 2.53 | 2.06 | 1.91 |
| Tm | 0.27 | 0.30 | 0.24 | 0.24 | 0.23 | 0.23 | 0.20 | 0.45 | 0.22 | 0.21 | 0.23 | 0.35 | 0.19 | 0.42 | 0.30 | 0.29 |
| Yb | 1.62 | 1.79 | 1.44 | 1.40 | 1.29 | 1.34 | 1.24 | 2.94 | 1.29 | 1.32 | 1.47 | 2.16 | 1.15 | 2.56 | 1.86 | 1.81 |
| Lu | 0.24 | 0.24 | 0.19 | 0.20 | 0.18 | 0.20 | 0.17 | 0.42 | 0.17 | 0.19 | 0.20 | 0.34 | 0.15 | 0.36 | 0.26 | 0.26 |
| Total | 248.36 | 271.44 | 215.56 | 248.87 | 228.20 | 216.44 | 211.06 | 193.61 | 216.14 | 199.82 | 261.81 | 162.20 | 225.29 | 150.27 | 126.95 | 118.65 |

ANEXO IV – RESULTADOS DO CÁLCULO DA NORMA C.I.P.W.

Tabela IV.1 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do granodiorito-monzogranito de Lagares

| | 38 A | 39 A | 37 A | 29 A | 40 A | 36 A |
|--------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| Qtzo | 27.47 | 25.01 | 28.78 | 29.72 | 28.91 | 29.51 |
| Or | 32.33 | 30.67 | 32.44 | 30.55 | 31.91 | 31.44 |
| Ab | 22.00 | 25.30 | 21.49 | 21.49 | 21.49 | 21.92 |
| An | 4.68 | 6.94 | 4.13 | 4.71 | 4.78 | 4.61 |
| Cor | 3.23 | 2.02 | 3.33 | 3.72 | 3.21 | 3.31 |
| Hip Fe | 2.97 | 3.29 | 2.82 | 3.39 | 3.36 | 2.61 |
| Hip Mg | 2.39 | 2.67 | 2.42 | 2.42 | 2.39 | 2.34 |
| Magn | 1.07 | 0.91 | 1.12 | 0.85 | 0.80 | 1.42 |
| Ilm | 1.25 | 1.27 | 1.23 | 1.26 | 1.23 | 1.26 |
| Apat | 0.86 | 0.88 | 0.86 | 0.81 | 0.86 | 0.81 |
| LOI | 1.30 | 0.72 | 1.08 | 1.34 | 1.17 | 0.99 |
| Total | 99.53 | 99.68 | 99.70 | 100.26 | 100.11 | 100.22 |

Qtzo – quartzo; Or – ortoclase; Ab – albite; An – anortite; Cor – corundo; Hip Fe – hiperstena rica em Fe; Hip Mg – hiperstena rica em Mg; Magn – magneite; Ilm – ilmenite; Apat – apatite; LOI – Perda ao rubro

ANEXO IV (CONTINUAÇÃO)

Tabela IV.2 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do monzogranito de Pera Velha

| | 22 A | 20 A | 26 A | 23 A | 24 A | 17 A | 25 A | 19 A | 18 A | 1A |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Qtzo | 30.23 | 30.82 | 31.95 | 32.26 | 32.25 | 32.28 | 32.26 | 31.44 | 33.94 | 33.19 |
| Or | 28.96 | 26.53 | 26.89 | 26.89 | 25.94 | 27.54 | 27.48 | 28.43 | 27.01 | 26.95 |
| Ab | 28.85 | 30.38 | 30.04 | 29.28 | 31.56 | 30.46 | 30.97 | 31.73 | 30.55 | 31.22 |
| An | 4.79 | 5.34 | 4.06 | 4.53 | 3.77 | 3.25 | 2.97 | 2.57 | 2.54 | 2.76 |
| Cor | 1.50 | 1.51 | 1.86 | 1.77 | 1.95 | 1.82 | 1.62 | 1.61 | 1.76 | 1.84 |
| Hip Fe | 2.20 | 1.78 | 1.26 | 1.78 | 1.68 | 1.79 | 2.11 | 1.82 | 1.38 | 1.99 |
| Hip Mg | 1.37 | 1.35 | 1.20 | 1.25 | 0.92 | 0.85 | 0.65 | 0.65 | 0.67 | 0.65 |
| Magn | 0.26 | 0.48 | 1.00 | 0.38 | 0.28 | 0.47 | 0.24 | 0.26 | 0.56 | 0.34 |
| Ilm | 0.46 | 0.46 | 0.39 | 0.42 | 0.31 | 0.33 | 0.29 | 0.28 | 0.28 | 0.30 |
| Apat | 0.39 | 0.39 | 0.37 | 0.42 | 0.37 | 0.32 | 0.30 | 0.30 | 0.28 | 0.32 |
| LOI | 0.80 | 0.80 | 0.82 | 0.68 | 0.83 | 0.72 | 0.62 | 0.72 | 0.75 | 0.65 |
| Total | 99.81 | 99.84 | 99.83 | 99.65 | 99.87 | 99.84 | 99.51 | 99.81 | 99.73 | 100.21 |

Qtzo – quartzo; Or – ortoclase; Ab – albite; An – anortite; Cor – corundo; Hip Fe – hiperstena rica em Fe; Hip Mg – hiperstena rica em Mg; Magn – magneite; Ilm – ilmenite; Apat – apatite; LOI – Perda ao rubro

Tabela IV.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

| | 41 A | 28 A | 27 A | 11A | 13 A | 3 A | 10A | 5A | 12A | 4A | 15 A | 32 A | 2A | 6A | 21 A | 35 A |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Qtzo | 31.36 | 26.19 | 26.96 | 28.08 | 28.87 | 30.46 | 30.09 | 27.54 | 30.53 | 30.38 | 34.11 | 30.70 | 33.62 | 32.31 | 31.26 | 33.98 |
| Or | 28.25 | 30.85 | 32.44 | 28.96 | 30.20 | 28.60 | 28.37 | 28.66 | 28.96 | 28.37 | 23.52 | 27.89 | 30.38 | 27.30 | 31.14 | 30.55 |
| Ab | 19.63 | 24.96 | 24.37 | 26.15 | 25.55 | 24.28 | 26.23 | 29.28 | 25.47 | 25.47 | 24.54 | 29.95 | 21.49 | 28.85 | 27.92 | 27.25 |
| An | 5.02 | 5.92 | 5.00 | 5.40 | 4.46 | 4.99 | 4.89 | 5.35 | 5.12 | 5.45 | 6.06 | 2.19 | 4.26 | 2.95 | 2.10 | 2.12 |
| Cor | 4.43 | 2.44 | 2.26 | 2.61 | 2.71 | 2.61 | 2.63 | 1.45 | 2.45 | 2.48 | 2.57 | 2.81 | 2.46 | 2.35 | 2.05 | 2.02 |
| Hip Fe | 2.37 | 3.08 | 2.98 | 2.64 | 2.49 | 2.68 | 2.53 | 3.32 | 1.94 | 3.44 | 3.08 | 2.00 | 2.63 | 2.25 | 1.74 | 1.52 |
| Hip Mg | 3.14 | 2.47 | 2.24 | 2.19 | 2.02 | 2.37 | 1.82 | 1.44 | 1.92 | 2.07 | 2.42 | 0.92 | 1.77 | 0.97 | 0.95 | 0.75 |
| Magn | 1.34 | 0.93 | 0.57 | 0.96 | 0.81 | 0.76 | 0.68 | 0.53 | 0.97 | 0.22 | 0.79 | 0.85 | 0.49 | 0.64 | 0.46 | 0.50 |
| Ilm | 1.30 | 1.16 | 0.97 | 1.06 | 0.91 | 1.00 | 0.85 | 0.82 | 0.85 | 0.88 | 1.05 | 0.48 | 0.89 | 0.51 | 0.38 | 0.33 |
| Apat | 0.79 | 0.86 | 0.74 | 0.81 | 0.81 | 0.83 | 0.76 | 0.60 | 0.72 | 0.74 | 0.79 | 0.65 | 0.74 | 0.63 | 0.49 | 0.46 |
| LOI | 2.32 | 0.88 | 0.98 | 0.74 | 0.78 | 0.92 | 0.98 | 0.68 | 0.78 | 0.72 | 0.83 | 1.14 | 0.85 | 0.74 | 1.04 | 0.83 |
| Total | 99.95 | 99.72 | 99.51 | 99.59 | 99.61 | 99.51 | 99.83 | 99.66 | 99.71 | 100.22 | 99.75 | 99.58 | 99.57 | 99.51 | 99.53 | 100.30 |

Qtzo – quartzo; Or – ortoclase; Ab – albite; An – anortite; Cor – corundo; Hip Fe – hiperstena rica em Fe; Hip Mg – hiperstena rica em Mg; Magn – magneite; Ilm – ilmenite; Apat – apatite; LOI – Perda ao rubro

ANEXO V – DADOS ISOTÓPICOS Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar E OXIGÉNIO DOS GRANITÓIDES DE LAGARES, PERA VELHA E FERREIRA DE AVES

Tabela V.1 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves

| Amostra | Sr (ppm) | Rb (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | Erro (2s) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Erro (2s) | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | Erro (2s) | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Erro (2s) |
|------------------------------------|----------|----------|---------------------------------|-----------|---------------------------------|-----------|----------|----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|
| Granodiorito - monzogranito | | | | | | | | | | | | |
| 36A | 172 | 322 | 5.43 | 0.15 | 0.733532 | 0.000037 | | | | | | |
| 39A | 225 | 316 | 4.07 | 0.12 | 0.726008 | 0.000032 | | | | | | |
| Monzogranito | | | | | | | | | | | | |
| 22A | 91.6 | 266 | 8.42 | 0.24 | 0.743036 | 0.000046 | 5.12 | 26.10 | 0.119 | 0.003 | 0.512368 | 0.000011 |
| 1A | 51 | 332 | 18.98 | 0.54 | 0.789247 | 0.000039 | | | | | | |
| Monzogranito - sienogranito | | | | | | | | | | | | |
| 28A | 218 | 337 | 4.48 | 0.13 | 0.727633 | 0.000047 | | | | | | |
| 5A | 92 | 310 | 9.79 | 0.28 | 0.750281 | 0.000048 | | | | | | |
| 32A | 49 | 435 | 25.96 | 0.73 | 0.816084 | 0.000028 | 6.56 | 30.7 | 0.129 | 0.004 | 0.512381 | 0.000015 |
| 2A | 136 | 310 | 6.61 | 0.19 | 0.737405 | 0.000047 | | | | | | |
| 35A | 54 | 335 | 18.08 | 0.51 | 0.783569 | 0.000027 | | | | | | |
| 21A | 50 | 371 | 21.66 | 0.61 | 0.799741 | 0.000038 | | | | | | |
| 12A | 169 | 327 | 5.61 | 0.16 | 0.733433 | 0.000037 | 7.76 | 41.4 | 0.113 | 0.003 | 0.512179 | 0.000010 |

Tabela V.2 – Dados isotópicos obtidos para os granitos de Pera Velha e Ferreira de Aves.

| Amostras | % K | $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g | % $^{40}\text{Ar}_{\text{ar}}$ | Idade (Ma) |
|----------------------------------|------|--------------------------------------|--------------------------------|--------------|
| Monzogranito | | | | |
| 22Bt | 7.39 | 83.302 | 2.42 | 274 \pm 10 |
| Monzogranito-sienogranito | | | | |
| 5Bt | 6.76 | 75.621 | 4.21 | 272 \pm 8 |
| 5Mosc | 5.70 | 69.716 | 2.84 | 295 \pm 11 |

Tabela V.3 – Dados de isótopos de oxigénio dos granitóides de Lagares, Pera Velha e Ferreira de Aves.

| Amostra | ^{18}O |
|----------------------------------|-----------------|
| Granodiorito-monzogranito | |
| 39A | 10.21 |
| 36A | 11.4 |
| Monzogranito | |
| 22A | 9.9 |
| 1A | 9.89 |
| Monzogranito-sienogranito | |
| 28A | 10.77 |
| 35A | 10.76 |

ANEXO VI – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS

| Tabela VI.1 | Composição dos feldspatos potássicos do granodiorito-monzogranito de Lagares | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|--|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 36A | | | | | | 38A | | | | | |
| | Fenocristal | | | Matriz | | | Fenocristal | | | Matriz | | |
| | b | i | c | b | i | c | b | i | c | b | i | c |
| SiO₂ | 64.80 | 63.73 | 64.74 | 64.72 | 65.01 | 64.83 | 64.65 | 65.11 | 64.94 | 64.95 | 64.81 | 64.99 |
| TiO₂ | * | * | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.04 |
| Al₂O₃ | 18.68 | 18.78 | 18.79 | 18.43 | 18.26 | 18.64 | 18.54 | 18.41 | 18.50 | 18.24 | 18.29 | 18.41 |
| FeO | 0.01 | 0.02 | * | 0.02 | 0.11 | 0.03 | 0.06 | 0.12 | * | 0.04 | 0.04 | 0.01 |
| MnO | * | * | 0.04 | * | * | 0.02 | 0.01 | * | * | * | 0.01 | * |
| MgO | * | * | * | 0.01 | * | 0.02 | 0.01 | 0.00 | * | 0.01 | * | * |
| CaO | 0.01 | 0.04 | * | 0.02 | 0.01 | * | * | * | * | 0.03 | 0.01 | 0.04 |
| Na₂O | 0.48 | 0.70 | 0.62 | 0.64 | 0.35 | 0.45 | 0.62 | 0.91 | 0.63 | 0.39 | 0.50 | 0.54 |
| K₂O | 15.39 | 14.19 | 15.15 | 15.43 | 15.73 | 15.38 | 15.32 | 14.76 | 15.17 | 15.64 | 15.54 | 15.25 |
| BaO | 0.58 | 2.00 | 0.69 | 0.15 | 0.11 | 0.28 | 0.30 | 0.24 | 0.39 | 0.30 | 0.18 | 0.28 |
| P₂O₅ | 0.13 | 0.08 | 0.18 | 0.13 | 0.10 | 0.15 | 0.16 | 0.10 | 0.15 | 0.15 | 0.13 | 0.07 |
| Total | 100.08 | 99.53 | 100.22 | 99.57 | 99.71 | 99.84 | 99.67 | 99.66 | 99.78 | 99.76 | 99.51 | 99.63 |
| Si | 11.957 | 11.898 | 11.930 | 11.978 | 12.019 | 11.963 | 11.960 | 12.010 | 11.988 | 12.012 | 12.006 | 12.012 |
| Al | 4.061 | 4.132 | 4.080 | 4.020 | 3.979 | 4.054 | 4.043 | 4.003 | 4.026 | 3.975 | 3.992 | 4.010 |
| P | 0.021 | 0.013 | 0.028 | 0.020 | 0.016 | 0.024 | 0.025 | 0.016 | 0.023 | 0.024 | 0.020 | 0.011 |
| Ti | * | * | 0.001 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | * | * | * | 0.002 | * | 0.005 |
| Fe | 0.002 | 0.002 | * | 0.003 | 0.016 | 0.004 | 0.009 | 0.019 | * | 0.006 | 0.006 | 0.002 |
| Mn | * | * | 0.006 | * | * | 0.003 | 0.002 | * | * | * | 0.002 | * |
| Mg | * | 0.001 | * | 0.003 | 0.001 | 0.006 | 0.002 | * | * | 0.001 | * | * |
| Ca | 0.002 | 0.008 | * | 0.003 | 0.002 | * | * | 0.001 | * | 0.005 | 0.002 | 0.008 |
| Na | 0.172 | 0.253 | 0.222 | 0.228 | 0.127 | 0.161 | 0.222 | 0.326 | 0.224 | 0.141 | 0.180 | 0.192 |
| K | 3.622 | 3.381 | 3.562 | 3.643 | 3.709 | 3.621 | 3.615 | 3.473 | 3.573 | 3.689 | 3.672 | 3.595 |
| Ba | 0.042 | 0.146 | 0.050 | 0.011 | 0.008 | 0.020 | 0.022 | 0.017 | 0.028 | 0.022 | 0.013 | 0.020 |
| Z | 16.04 | 16.04 | 16.04 | 16.02 | 16.01 | 16.04 | 16.03 | 16.03 | 16.04 | 16.01 | 16.02 | 16.03 |
| X | 3.84 | 3.79 | 3.84 | 3.90 | 3.87 | 3.82 | 3.87 | 3.84 | 3.83 | 3.87 | 3.88 | 3.82 |
| Or | 94.37 | 89.27 | 92.90 | 93.77 | 96.45 | 95.22 | 93.69 | 90.99 | 93.40 | 95.65 | 94.96 | 94.24 |
| Ab | 4.49 | 6.67 | 5.80 | 5.87 | 3.31 | 4.24 | 5.74 | 8.54 | 5.86 | 3.64 | 4.67 | 5.03 |
| An | 0.06 | 0.20 | * | 0.08 | 0.04 | * | * | 0.02 | * | 0.14 | 0.05 | 0.20 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 2 | Composição dos feldspatos potássicos do monzogranito de Pera Velha | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|--|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 22A | | | | | | 18A | | | | | | | | |
| | Fenocristal | | | Matriz | | | Fenocristal | | | Matriz | | | Matriz | | |
| | b | i | c | b | i | c | b | i | c | b | i | c | b | i | c |
| SiO₂ | 64.80 | 64.64 | 65.17 | 65.02 | 64.68 | 64.47 | 65.61 | 65.01 | 65.11 | 65.01 | 65.28 | 65.35 | 65.23 | 64.93 | 65.48 |
| TiO₂ | 0.03 | * | * | 0.03 | 0.05 | * | * | 0.03 | * | 0.01 | * | * | 0.03 | 0.01 | 0.04 |
| Al₂O₃ | 18.48 | 18.55 | 18.50 | 18.28 | 18.44 | 18.61 | 18.51 | 18.51 | 18.53 | 18.64 | 18.28 | 18.69 | 18.40 | 18.52 | 18.61 |
| FeO | 0.05 | 0.08 | 0.08 | 0.04 | 0.02 | 0.08 | 0.06 | 0.03 | * | 0.02 | * | * | 0.01 | 0.04 | 0.06 |
| MnO | 0.03 | * | 0.03 | * | 0.03 | * | * | * | 0.04 | * | * | * | 0.14 | 0.05 | * |
| MgO | * | * | 0.03 | 0.01 | 0.03 | * | 0.01 | 0.02 | * | 0.02 | * | * | * | * | * |
| CaO | 0.01 | * | 0.02 | 0.03 | * | * | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.05 |
| Na₂O | 1.22 | 1.19 | 1.18 | 0.80 | 1.07 | 0.88 | 0.96 | 0.82 | 0.87 | 0.83 | 0.71 | 0.84 | 0.89 | 0.89 | 0.96 |
| K₂O | 14.71 | 14.57 | 14.24 | 15.12 | 14.86 | 14.94 | 14.81 | 15.13 | 15.17 | 15.16 | 15.15 | 14.76 | 15.13 | 15.15 | 14.90 |
| BaO | * | 0.39 | 0.23 | * | 0.12 | 0.45 | 0.01 | 0.12 | 0.07 | * | 0.07 | 0.61 | 0.06 | 0.03 | 0.10 |
| P₂O₅ | 0.15 | 0.04 | 0.05 | 0.10 | 0.04 | 0.02 | 0.07 | 0.07 | 0.02 | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.21 | 0.05 | 0.06 |
| Total | 99.47 | 99.47 | 99.53 | 99.43 | 99.35 | 99.45 | 100.07 | 99.76 | 99.84 | 99.76 | 99.56 | 100.29 | 100.11 | 99.70 | 100.25 |
| Si | 11.968 | 11.968 | 12.012 | 12.018 | 11.980 | 11.959 | 12.026 | 11.991 | 12.000 | 11.981 | 12.047 | 11.998 | 11.987 | 11.985 | 11.999 |
| Al | 4.022 | 4.048 | 4.018 | 3.983 | 4.024 | 4.068 | 4.000 | 4.023 | 4.024 | 4.049 | 3.975 | 4.044 | 3.985 | 4.029 | 4.020 |
| P | 0.023 | 0.006 | 0.008 | 0.016 | 0.006 | 0.004 | 0.011 | 0.011 | 0.002 | 0.008 | 0.010 | 0.006 | 0.032 | 0.008 | 0.009 |
| Ti | 0.004 | * | * | 0.004 | 0.007 | * | * | 0.004 | * | 0.002 | * | * | 0.004 | 0.001 | 0.006 |
| Fe | 0.007 | 0.013 | 0.012 | 0.007 | 0.004 | 0.012 | 0.009 | 0.005 | * | 0.003 | * | * | 0.001 | 0.006 | 0.009 |
| Mn | 0.005 | 0.001 | 0.005 | * | 0.004 | * | 0.000 | 0.000 | 0.007 | * | * | * | 0.022 | 0.007 | * |
| Mg | * | * | 0.008 | 0.002 | 0.007 | * | 0.002 | 0.005 | * | 0.005 | 0.001 | * | * | * | * |
| Ca | 0.002 | * | 0.003 | 0.005 | 0.001 | * | 0.004 | 0.002 | 0.006 | 0.003 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.005 | 0.010 |
| Na | 0.438 | 0.426 | 0.421 | 0.287 | 0.386 | 0.318 | 0.343 | 0.294 | 0.309 | 0.298 | 0.254 | 0.299 | 0.317 | 0.320 | 0.341 |
| K | 3.465 | 3.442 | 3.349 | 3.564 | 3.512 | 3.534 | 3.464 | 3.560 | 3.567 | 3.563 | 3.565 | 3.457 | 3.546 | 3.568 | 3.483 |
| Ba | * | 0.028 | 0.017 | * | 0.009 | 0.032 | 0.001 | 0.009 | 0.005 | * | 0.005 | 0.044 | 0.005 | 0.002 | 0.007 |
| Z | 16.01 | 16.02 | 16.04 | 16.02 | 16.01 | 16.03 | 16.04 | 16.02 | 16.03 | 16.04 | 16.03 | 16.05 | 16.00 | 16.02 | 16.03 |
| X | 3.92 | 3.91 | 3.81 | 3.87 | 3.93 | 3.90 | 3.82 | 3.88 | 3.89 | 3.87 | 3.83 | 3.80 | 3.90 | 3.91 | 3.85 |
| Or | 88.75 | 88.34 | 88.37 | 92.42 | 89.88 | 90.99 | 90.89 | 92.10 | 91.75 | 92.22 | 93.21 | 90.95 | 91.64 | 91.62 | 90.68 |
| Ab | 11.20 | 10.94 | 11.11 | 7.45 | 9.87 | 8.18 | 8.99 | 7.62 | 7.95 | 7.71 | 6.63 | 7.86 | 8.18 | 8.21 | 8.88 |
| An | 0.04 | * | 0.08 | 0.13 | 0.02 | * | 0.09 | 0.05 | 0.16 | 0.08 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.13 | 0.25 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 3 | Composição dos feldspatos potássicos do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|--------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 41A | | | | | | | | 28A | | | | | | | 35A | | | | |
| | Matriz | | | Matriz | | | Fenocristal | | Fenocristal | | | Matriz | | | Fenocristal | | | Matriz | | |
| | b | i | c | b | i | c | b | i | b | i | c | b | i | c | b | i | c | b | i | c |
| SiO ₂ | 65.03 | 64.99 | 64.78 | 64.71 | 65.07 | 65.10 | 65.30 | 65.37 | 65.69 | 65.48 | 65.01 | 65.06 | 65.69 | 65.12 | 65.44 | 65.16 | 64.87 | 65.06 | 64.94 | 64.82 |
| TiO ₂ | * | * | 0.03 | 0.04 | 0.02 | * | * | * | 0.01 | * | * | 0.02 | * | 0.02 | 0.04 | * | * | * | * | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 18.63 | 18.66 | 18.72 | 18.62 | 18.56 | 18.60 | 18.63 | 18.44 | 18.80 | 18.67 | 18.51 | 18.72 | 18.82 | 18.32 | 18.55 | 18.35 | 18.51 | 18.37 | 18.54 | 18.57 |
| FeO | * | * | * | * | 0.04 | * | * | 0.05 | 0.11 | 0.07 | 0.02 | 0.07 | * | 0.02 | 0.03 | * | 0.01 | 0.06 | 0.04 | 0.02 |
| MnO | * | * | 0.03 | * | * | 0.03 | 0.06 | * | * | 0.03 | 0.14 | * | * | * | 0.04 | * | 0.02 | 0.05 | 0.02 | * |
| MgO | 0.04 | 0.01 | 0.01 | * | * | 0.01 | 0.01 | * | * | * | * | * | 0.02 | * | * | * | 0.02 | 0.03 | * | * |
| CaO | * | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.05 | * | * | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | * | * | * | 0.01 | * | 0.03 | * | 0.02 | * |
| Na ₂ O | 0.54 | 1.00 | 1.14 | 0.91 | 1.05 | 0.78 | 1.22 | 1.23 | 1.09 | 1.15 | 0.60 | 0.86 | 1.10 | 1.19 | 0.97 | 0.70 | 0.81 | 0.71 | 0.80 | 0.54 |
| K ₂ O | 15.38 | 14.66 | 14.47 | 14.84 | 14.50 | 14.95 | 14.49 | 14.46 | 14.92 | 14.26 | 15.39 | 14.88 | 14.48 | 14.62 | 14.82 | 15.37 | 15.10 | 15.30 | 15.03 | 15.55 |
| BaO | 0.34 | 0.39 | 0.35 | 0.47 | 0.38 | 0.37 | 0.12 | 0.26 | 0.14 | 0.24 | 0.22 | 0.29 | 0.09 | 0.17 | 0.07 | 0.10 | * | 0.10 | 0.05 | * |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.10 | 0.05 | 0.14 | 0.06 | 0.04 | 0.12 | 0.13 | 0.16 | 0.12 | 0.08 | 0.19 | 0.15 | 0.10 | 0.23 | 0.26 | 0.34 | 0.10 | 0.14 | 0.27 |
| Total | 100.06 | 99.83 | 99.60 | 99.75 | 99.73 | 99.88 | 99.95 | 99.97 | 100.95 | 100.05 | 99.99 | 100.10 | 100.35 | 99.57 | 100.20 | 99.95 | 99.71 | 99.77 | 99.58 | 99.79 |
| Si | 11.979 | 11.973 | 11.960 | 11.954 | 11.994 | 11.998 | 11.988 | 12.008 | 11.964 | 11.999 | 11.986 | 11.955 | 11.989 | 12.015 | 11.986 | 11.995 | 11.951 | 12.005 | 11.984 | 11.954 |
| Al | 4.045 | 4.052 | 4.072 | 4.054 | 4.032 | 4.040 | 4.030 | 3.993 | 4.034 | 4.031 | 4.023 | 4.054 | 4.048 | 3.984 | 4.003 | 3.981 | 4.020 | 3.995 | 4.032 | 4.035 |
| P | 0.014 | 0.016 | 0.008 | 0.021 | 0.010 | 0.006 | 0.018 | 0.020 | 0.024 | 0.018 | 0.013 | 0.030 | 0.023 | 0.016 | 0.035 | 0.041 | 0.054 | 0.015 | 0.022 | 0.042 |
| Ti | * | * | 0.004 | 0.005 | 0.002 | * | * | * | 0.002 | * | * | 0.002 | * | 0.003 | 0.006 | * | * | * | * | 0.002 |
| Fe | * | * | * | * | 0.006 | * | * | 0.008 | 0.016 | 0.010 | 0.002 | 0.011 | * | 0.003 | 0.005 | * | 0.002 | 0.009 | 0.007 | 0.003 |
| Mn | * | * | 0.004 | * | * | 0.005 | 0.009 | * | * | 0.005 | 0.022 | * | * | * | 0.006 | * | 0.002 | 0.007 | 0.004 | * |
| Mg | 0.011 | 0.001 | 0.003 | * | * | 0.002 | 0.002 | * | 0.001 | * | * | * | 0.005 | * | 0.001 | * | 0.006 | 0.008 | * | * |
| Ca | * | 0.006 | 0.004 | 0.003 | 0.010 | * | * | 0.004 | 0.004 | 0.007 | 0.005 | * | * | * | 0.001 | * | 0.005 | * | 0.004 | * |
| Na | 0.192 | 0.356 | 0.408 | 0.328 | 0.374 | 0.279 | 0.433 | 0.436 | 0.386 | 0.407 | 0.213 | 0.307 | 0.389 | 0.427 | 0.345 | 0.248 | 0.291 | 0.254 | 0.287 | 0.194 |
| K | 3.615 | 3.445 | 3.407 | 3.497 | 3.409 | 3.515 | 3.393 | 3.389 | 3.466 | 3.334 | 3.620 | 3.487 | 3.370 | 3.440 | 3.462 | 3.609 | 3.548 | 3.600 | 3.537 | 3.657 |
| Ba | 0.025 | 0.028 | 0.025 | 0.034 | 0.028 | 0.027 | 0.009 | 0.019 | 0.010 | 0.017 | 0.016 | 0.021 | 0.007 | 0.012 | 0.005 | 0.007 | * | 0.007 | 0.003 | * |
| Z | 16.04 | 16.04 | 16.04 | 16.03 | 16.04 | 16.04 | 16.04 | 16.02 | 16.02 | 16.05 | 16.02 | 16.04 | 16.06 | 16.01 | 16.02 | 16.02 | 16.02 | 16.02 | 16.04 | 16.03 |
| X | 3.84 | 3.84 | 3.86 | 3.87 | 3.83 | 3.83 | 3.85 | 3.86 | 3.89 | 3.78 | 3.88 | 3.83 | 3.77 | 3.89 | 3.83 | 3.86 | 3.85 | 3.89 | 3.84 | 3.86 |
| Or | 94.35 | 89.83 | 88.63 | 90.56 | 89.22 | 92.00 | 88.47 | 88.06 | 89.64 | 88.54 | 93.93 | 91.39 | 89.48 | 88.68 | 90.78 | 93.39 | 92.29 | 93.23 | 92.33 | 94.95 |
| Ab | 5.00 | 9.28 | 10.60 | 8.48 | 9.78 | 7.29 | 11.30 | 11.34 | 9.99 | 10.81 | 5.53 | 8.06 | 10.34 | 11.00 | 9.06 | 6.42 | 7.56 | 6.58 | 7.49 | 5.04 |
| An | * | 0.15 | 0.11 | 0.08 | 0.27 | * | * | 0.11 | 0.10 | 0.18 | 0.13 | * | * | * | 0.04 | * | 0.14 | * | 0.09 | 0.00 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 4 Composição das plagioclases do granodiorito-monzogranito de Lagares | | | | | | | | | | | | |
|--|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 36A | | | | | | | | | | | |
| | Fenocrystal | | | | | Matriz | | | | | | |
| | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b |
| SiO₂ | 66.07 | 58.91 | 60.20 | 59.61 | 60.22 | 64.81 | 64.08 | 60.49 | 56.88 | 61.01 | 60.71 | 58.78 |
| TiO₂ | * | * | 0.03 | * | 0.01 | * | * | * | 0.01 | * | * | * |
| Al₂O₃ | 21.22 | 26.25 | 25.79 | 25.60 | 25.33 | 21.77 | 23.07 | 25.31 | 27.36 | 24.67 | 24.72 | 25.92 |
| FeO | 0.07 | * | 0.07 | * | 0.07 | 0.02 | * | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.09 | 0.02 |
| MnO | * | 0.02 | 0.03 | 0.09 | * | 0.08 | * | 0.05 | 0.07 | * | * | 0.03 |
| MgO | * | * | * | 0.02 | * | 0.02 | * | * | * | * | * | * |
| CaO | 2.15 | 8.04 | 7.31 | 7.83 | 6.91 | 2.71 | 4.27 | 6.78 | 9.75 | 6.47 | 6.42 | 7.74 |
| Na₂O | 9.73 | 6.46 | 6.92 | 6.54 | 7.16 | 9.17 | 8.53 | 7.18 | 5.62 | 7.32 | 7.28 | 6.58 |
| K₂O | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 0.11 | 0.14 | 0.21 | 0.11 | 0.14 | 0.09 | 0.17 | 0.15 | 0.09 |
| BaO | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.08 | 0.02 | * | * | 0.04 | 0.03 | * | 0.01 | 0.06 |
| P₂O₅ | 0.20 | 0.01 | 0.07 | * | 0.03 | 0.22 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.12 |
| Total | 99.64 | 99.87 | 100.60 | 99.88 | 99.89 | 99.01 | 100.09 | 100.09 | 99.85 | 99.67 | 99.43 | 99.34 |
| Si | 11.618 | 10.517 | 10.648 | 10.633 | 10.718 | 11.483 | 11.272 | 10.739 | 10.213 | 10.858 | 10.833 | 10.542 |
| Al | 4.398 | 5.523 | 5.376 | 5.381 | 5.312 | 4.545 | 4.782 | 5.296 | 5.790 | 5.173 | 5.198 | 5.478 |
| P | 0.029 | 0.001 | 0.010 | * | 0.005 | 0.033 | 0.005 | 0.007 | 0.002 | 0.002 | 0.008 | 0.019 |
| Ti | * | * | 0.004 | * | 0.002 | * | * | * | 0.001 | * | * | * |
| Fe | 0.010 | * | 0.010 | * | 0.010 | 0.003 | * | 0.008 | 0.005 | 0.002 | 0.013 | 0.003 |
| Mn | * | 0.003 | 0.005 | 0.013 | * | 0.012 | * | 0.008 | 0.010 | * | * | 0.004 |
| Mg | * | * | * | 0.005 | * | 0.005 | * | * | * | * | * | * |
| Ca | 0.405 | 1.538 | 1.386 | 1.496 | 1.318 | 0.514 | 0.805 | 1.289 | 1.875 | 1.234 | 1.227 | 1.487 |
| Na | 3.318 | 2.237 | 2.373 | 2.261 | 2.470 | 3.150 | 2.907 | 2.473 | 1.956 | 2.527 | 2.519 | 2.286 |
| K | 0.037 | 0.031 | 0.031 | 0.025 | 0.033 | 0.048 | 0.025 | 0.032 | 0.020 | 0.037 | 0.033 | 0.021 |
| Ba | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.006 | 0.001 | * | * | 0.002 | 0.002 | * | 0.001 | 0.004 |
| Z | 16.04 | 16.04 | 16.03 | 16.01 | 16.03 | 16.06 | 16.06 | 16.04 | 16.01 | 16.03 | 16.04 | 16.04 |
| X | 3.77 | 3.81 | 3.81 | 3.81 | 3.83 | 3.73 | 3.74 | 3.81 | 3.87 | 3.80 | 3.79 | 3.81 |
| Ab | 88.20 | 58.74 | 62.55 | 59.69 | 64.64 | 84.85 | 77.80 | 65.15 | 50.76 | 66.52 | 66.64 | 60.20 |
| An | 10.75 | 40.37 | 36.54 | 39.49 | 34.48 | 13.85 | 21.53 | 33.95 | 48.66 | 32.49 | 32.45 | 39.14 |
| Or | 0.98 | 0.83 | 0.82 | 0.67 | 0.85 | 1.30 | 0.67 | 0.83 | 0.52 | 0.99 | 0.88 | 0.55 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 4 Composição das plagioclases do granodiorito-monzogranito de Lagares (continuação) | | | | | | | | | | | | |
|--|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 38A | | | | | | | | | | | |
| | Fenocrystal | | | | | | Matriz | | | | | |
| | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b |
| SiO₂ | 62.08 | 60.23 | 60.16 | 67.50 | 65.76 | 65.06 | 62.44 | 58.59 | 62.33 | 63.42 | 63.92 | 68.69 |
| TiO₂ | 0.04 | * | * | 0.06 | * | 0.02 | * | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | * |
| Al₂O₃ | 23.96 | 25.16 | 25.42 | 20.17 | 21.37 | 22.23 | 23.26 | 25.90 | 23.59 | 22.73 | 22.32 | 19.43 |
| FeO | * | 0.02 | 0.02 | * | * | * | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.03 | 0.06 | * |
| MnO | * | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.07 | * | * | 0.10 | * | 0.01 | * | 0.04 |
| MgO | * | * | * | 0.02 | * | * | * | * | * | * | * | * |
| CaO | 5.66 | 6.87 | 7.14 | 2.22 | 2.45 | 3.17 | 4.78 | 7.79 | 5.73 | 4.38 | 3.70 | 0.52 |
| Na₂O | 7.48 | 7.08 | 7.03 | 9.13 | 9.48 | 8.96 | 8.26 | 6.66 | 8.01 | 8.58 | 9.10 | 10.95 |
| K₂O | 0.16 | 0.17 | 0.15 | 0.10 | 0.12 | 0.16 | 0.17 | 0.11 | 0.08 | 0.09 | 0.10 | 0.09 |
| BaO | 0.03 | * | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | * | * | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.03 |
| P₂O₅ | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.16 | 0.21 | 0.18 | 0.13 | 0.06 | 0.02 | * | 0.03 | 0.06 |
| Total | 99.48 | 99.62 | 99.98 | 99.41 | 99.48 | 99.81 | 99.07 | 99.28 | 99.84 | 99.32 | 99.26 | 99.81 |
| Si | 11.028 | 10.743 | 10.700 | 11.840 | 11.582 | 11.438 | 11.129 | 10.525 | 11.054 | 11.261 | 11.345 | 12.003 |
| Al | 5.015 | 5.289 | 5.328 | 4.170 | 4.435 | 4.606 | 4.885 | 5.482 | 4.931 | 4.757 | 4.669 | 4.002 |
| P | 0.010 | 0.004 | 0.005 | 0.024 | 0.031 | 0.027 | 0.019 | 0.010 | 0.004 | * | 0.005 | 0.009 |
| Ti | 0.005 | * | * | 0.007 | * | 0.002 | * | 0.007 | 0.001 | 0.006 | 0.002 | * |
| Fe | * | 0.003 | 0.003 | * | * | * | 0.004 | 0.001 | 0.007 | 0.005 | 0.009 | * |
| Mn | * | 0.008 | 0.001 | 0.005 | 0.010 | * | * | 0.016 | 0.001 | 0.001 | * | 0.005 |
| Mg | * | 0.001 | * | 0.004 | * | * | 0.001 | * | * | * | * | * |
| Ca | 1.077 | 1.313 | 1.360 | 0.417 | 0.462 | 0.596 | 0.913 | 1.499 | 1.089 | 0.833 | 0.704 | 0.098 |
| Na | 2.576 | 2.449 | 2.424 | 3.104 | 3.236 | 3.054 | 2.856 | 2.321 | 2.753 | 2.952 | 3.131 | 3.710 |
| K | 0.037 | 0.038 | 0.035 | 0.023 | 0.026 | 0.035 | 0.038 | 0.026 | 0.018 | 0.021 | 0.023 | 0.019 |
| Ba | 0.002 | * | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | * | * | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.002 |
| Z | 16.05 | 16.04 | 16.03 | 16.03 | 16.05 | 16.07 | 16.03 | 16.02 | 15.99 | 16.02 | 16.02 | 16.01 |
| X | 3.69 | 3.81 | 3.82 | 3.56 | 3.74 | 3.69 | 3.81 | 3.86 | 3.87 | 3.82 | 3.87 | 3.83 |
| Ab | 69.76 | 64.44 | 63.44 | 87.56 | 86.83 | 82.82 | 75.00 | 60.36 | 71.30 | 77.52 | 81.15 | 96.89 |
| An | 29.18 | 34.55 | 35.60 | 11.76 | 12.39 | 16.17 | 23.99 | 38.98 | 28.21 | 21.88 | 18.24 | 2.55 |
| Or | 1.01 | 1.01 | 0.91 | 0.65 | 0.71 | 0.95 | 1.00 | 0.66 | 0.46 | 0.55 | 0.59 | 0.50 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 5 Composição das plagioclases do monzogranito de Pera Velha | | | | | | | | | | | | |
|--|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 22A | | | | | | | | | | | |
| | Fenocrystal | | | | | | Matriz | | | | | |
| | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b |
| SiO₂ | 63.67 | 61.98 | 65.05 | 64.90 | 64.53 | 64.96 | 64.62 | 63.39 | 61.58 | 62.52 | 63.34 | 65.27 |
| TiO₂ | * | * | 0.04 | * | 0.01 | 0.05 | 0.03 | 0.02 | * | * | 0.04 | 0.02 |
| Al₂O₃ | 22.89 | 23.77 | 21.93 | 21.48 | 22.13 | 21.75 | 21.72 | 22.97 | 23.98 | 23.56 | 22.89 | 21.76 |
| FeO | * | * | 0.07 | 0.01 | 0.04 | * | 0.05 | * | * | * | 0.02 | 0.05 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | * | * | * | * | * | 0.06 | 0.01 | 0.11 | 0.06 | * |
| MgO | 0.02 | 0.01 | * | * | * | 0.01 | * | * | 0.02 | * | 0.01 | * |
| CaO | 4.08 | 5.48 | 3.23 | 2.51 | 3.31 | 2.95 | 2.77 | 4.16 | 5.39 | 5.01 | 4.36 | 2.57 |
| Na₂O | 8.39 | 7.99 | 9.03 | 9.67 | 9.14 | 9.31 | 9.45 | 8.48 | 7.91 | 8.12 | 8.47 | 9.55 |
| K₂O | 0.30 | 0.17 | 0.17 | 0.12 | 0.13 | 0.25 | 0.24 | 0.25 | 0.17 | 0.21 | 0.21 | 0.17 |
| BaO | 0.07 | 0.06 | * | 0.03 | * | 0.04 | 0.02 | * | 0.02 | 0.07 | * | * |
| P₂O₅ | 0.07 | 0.03 | * | 0.33 | 0.07 | 0.16 | 0.21 | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.32 |
| Total | 99.52 | 99.51 | 99.53 | 99.06 | 99.36 | 99.48 | 99.12 | 99.38 | 99.09 | 99.62 | 99.45 | 99.71 |
| Si | 11.274 | 11.029 | 11.481 | 11.497 | 11.417 | 11.475 | 11.459 | 11.244 | 10.998 | 11.101 | 11.236 | 11.483 |
| Al | 4.775 | 4.985 | 4.561 | 4.485 | 4.614 | 4.527 | 4.540 | 4.801 | 5.047 | 4.929 | 4.785 | 4.512 |
| P | 0.011 | 0.005 | * | 0.050 | 0.010 | 0.024 | 0.031 | 0.008 | 0.002 | 0.003 | 0.006 | 0.048 |
| Ti | * | * | 0.005 | * | 0.002 | 0.006 | 0.004 | 0.002 | * | * | 0.005 | 0.003 |
| Fe | * | * | 0.011 | 0.002 | 0.006 | * | 0.007 | * | * | * | 0.004 | 0.007 |
| Mn | 0.005 | 0.002 | 0.001 | * | * | * | * | 0.010 | 0.001 | 0.017 | 0.010 | * |
| Mg | 0.005 | 0.004 | * | * | * | 0.003 | * | * | 0.005 | * | 0.004 | * |
| Ca | 0.774 | 1.044 | 0.610 | 0.476 | 0.628 | 0.558 | 0.526 | 0.790 | 1.032 | 0.953 | 0.829 | 0.484 |
| Na | 2.880 | 2.757 | 3.089 | 3.320 | 3.136 | 3.187 | 3.249 | 2.915 | 2.740 | 2.794 | 2.912 | 3.257 |
| K | 0.067 | 0.039 | 0.037 | 0.028 | 0.030 | 0.057 | 0.055 | 0.057 | 0.039 | 0.047 | 0.048 | 0.038 |
| Ba | 0.005 | 0.004 | * | 0.002 | * | 0.002 | 0.002 | * | 0.001 | 0.005 | * | * |
| Z | 16.06 | 16.02 | 16.04 | 16.03 | 16.04 | 16.03 | 16.03 | 16.05 | 16.05 | 16.03 | 16.03 | 16.04 |
| X | 3.74 | 3.85 | 3.75 | 3.83 | 3.80 | 3.81 | 3.84 | 3.77 | 3.82 | 3.82 | 3.81 | 3.79 |
| Ab | 77.28 | 71.71 | 82.67 | 86.78 | 82.67 | 83.75 | 84.79 | 77.48 | 71.88 | 73.56 | 76.84 | 86.18 |
| An | 20.78 | 27.17 | 16.33 | 12.44 | 16.55 | 14.67 | 13.74 | 21.01 | 27.06 | 25.08 | 21.88 | 12.80 |
| Or | 1.81 | 1.01 | 1.00 | 0.73 | 0.78 | 1.51 | 1.42 | 1.51 | 1.03 | 1.24 | 1.27 | 1.02 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 5 Composição das plagioclases do monzogranito de Pera Velha (continuação) | | | | | | | | | | | | |
|--|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 18 A | | | | | | | | | | | |
| | Fenocrystal | | | | | | Matriz | | | | | |
| | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b |
| SiO₂ | 67.14 | 66.80 | 65.77 | 66.89 | 65.02 | 65.63 | 68.38 | 68.31 | 66.46 | 65.29 | 64.95 | 66.02 |
| TiO₂ | 0.04 | * | * | 0.05 | 0.01 | * | * | 0.06 | * | * | * | 0.01 |
| Al₂O₃ | 21.12 | 20.57 | 21.52 | 20.64 | 22.17 | 22.03 | 20.02 | 19.80 | 21.12 | 21.83 | 22.34 | 21.47 |
| FeO | 0.03 | 0.09 | 0.06 | 0.02 | 0.03 | * | * | 0.02 | 0.06 | 0.04 | * | 0.09 |
| MnO | * | 0.02 | * | * | * | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.01 | * | * | 0.06 |
| MgO | 0.03 | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| CaO | 1.57 | 1.36 | 2.61 | 1.52 | 3.12 | 3.03 | 0.64 | 0.19 | 2.02 | 3.07 | 3.34 | 2.19 |
| Na₂O | 10.10 | 10.16 | 9.48 | 1* | 9.18 | 9.35 | 10.61 | 10.77 | 9.81 | 9.12 | 8.94 | 9.72 |
| K₂O | 0.14 | 0.13 | 0.09 | 0.11 | 0.23 | 0.17 | 0.15 | 0.12 | 0.13 | 0.10 | 0.21 | 0.21 |
| BaO | 0.06 | * | 0.06 | * | * | 0.01 | 0.02 | * | 0.02 | * | 0.02 | * |
| P₂O₅ | 0.14 | 0.35 | 0.01 | 0.12 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.31 | 0.16 | 0.05 | 0.01 | 0.23 |
| Total | 100.36 | 99.48 | 99.60 | 99.35 | 99.81 | 100.32 | 99.97 | 99.61 | 99.80 | 99.50 | 99.82 | 10* |
| Si | 11.701 | 11.733 | 11.583 | 11.761 | 11.446 | 11.489 | 11.928 | 11.937 | 11.658 | 11.511 | 11.432 | 11.574 |
| Al | 4.339 | 4.258 | 4.465 | 4.277 | 4.599 | 4.544 | 4.116 | 4.077 | 4.367 | 4.535 | 4.634 | 4.436 |
| P | 0.020 | 0.052 | 0.001 | 0.017 | 0.009 | 0.010 | 0.012 | 0.046 | 0.024 | 0.007 | 0.001 | 0.034 |
| Ti | 0.005 | * | * | 0.007 | 0.002 | * | * | 0.007 | * | * | * | 0.001 |
| Fe | 0.004 | 0.013 | 0.009 | 0.002 | 0.004 | * | * | 0.003 | 0.008 | 0.006 | * | 0.013 |
| Mn | * | 0.003 | * | * | 0.001 | 0.004 | 0.009 | 0.006 | 0.001 | * | * | 0.010 |
| Mg | 0.007 | * | * | * | * | * | * | * | * | 0.001 | * | * |
| Ca | 0.294 | 0.255 | 0.492 | 0.287 | 0.588 | 0.568 | 0.119 | 0.035 | 0.380 | 0.580 | 0.630 | 0.412 |
| Na | 3.412 | 3.459 | 3.235 | 3.410 | 3.132 | 3.175 | 3.587 | 3.647 | 3.337 | 3.118 | 3.051 | 3.305 |
| K | 0.031 | 0.030 | 0.021 | 0.024 | 0.051 | 0.037 | 0.034 | 0.028 | 0.029 | 0.023 | 0.048 | 0.046 |
| Ba | 0.004 | * | 0.004 | * | * | 0.001 | 0.001 | * | 0.002 | * | 0.002 | * |
| Z | 16.06 | 16.04 | 16.05 | 16.06 | 16.05 | 16.04 | 16.06 | 16.06 | 16.05 | 16.05 | 16.07 | 16.04 |
| X | 3.76 | 3.76 | 3.76 | 3.73 | 3.78 | 3.79 | 3.75 | 3.73 | 3.76 | 3.73 | 3.73 | 3.79 |
| Ab | 91.20 | 92.37 | 86.21 | 91.64 | 83.06 | 83.96 | 95.88 | 98.30 | 89.06 | 83.80 | 81.79 | 87.82 |
| An | 7.86 | 6.82 | 13.12 | 7.70 | 15.59 | 15.03 | 3.18 | 0.95 | 10.13 | 15.59 | 16.89 | 10.95 |
| Or | 0.84 | 0.80 | 0.55 | 0.65 | 1.35 | 0.99 | 0.91 | 0.75 | 0.77 | 0.61 | 1.28 | 1.23 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

Tabela VI. 6 Composição das plagioclases do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves

| | Composição das plagióclases do monzogranito e oligogranito do Fenôlo do Rio | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Fenocristal | | | | | | Matriz | | | | | | Matriz | | | | |
| | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i |
| SiO ₂ | 60.20 | 59.01 | 60.46 | 60.14 | 63.65 | 61.87 | 62.06 | 60.30 | 60.85 | 61.70 | 61.85 | 63.52 | 62.90 | 62.41 | 61.23 | 63.26 | 63.09 |
| TiO ₂ | 0.02 | * | * | 0.08 | 0.01 | * | * | * | 0.01 | * | * | * | * | 0.03 | 0.01 | * | * |
| Al ₂ O ₃ | 25.24 | 26.02 | 25.06 | 25.34 | 23.16 | 24.03 | 24.48 | 25.14 | 24.97 | 24.40 | 24.27 | 23.64 | 23.29 | 23.64 | 24.32 | 23.27 | 23.55 |
| FeO | 0.04 | 0.08 | * | 0.04 | 0.03 | * | 0.02 | * | 0.01 | * | * | * | 0.05 | 0.02 | * | 0.03 | 0.05 |
| MnO | * | * | * | 0.03 | * | * | * | * | * | * | 0.01 | * | 0.04 | 0.06 | 0.01 | 0.04 | * |
| MgO | * | * | * | * | 0.02 | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| CaO | 6.97 | 7.96 | 6.78 | 7.00 | 4.50 | 5.07 | 5.87 | 6.74 | 6.67 | 6.02 | 5.97 | 4.77 | 4.50 | 4.84 | 5.75 | 4.73 | 4.99 |
| Na ₂ O | 7.15 | 6.41 | 7.11 | 6.92 | 8.27 | 7.87 | 7.66 | 7.04 | 7.04 | 7.32 | 7.37 | 8.15 | 8.31 | 8.01 | 7.54 | 8.26 | 8.06 |
| K ₂ O | 0.21 | 0.20 | 0.27 | 0.21 | 0.31 | 0.26 | 0.15 | 0.25 | 0.23 | 0.28 | 0.27 | 0.26 | 0.25 | 0.31 | 0.28 | 0.20 | 0.13 |
| BaO | * | 0.04 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.08 | 0.07 | * | * | 0.01 | * | 0.06 | 0.02 | 0.02 | * | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.06 | 0.05 | 0.15 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.06 | 0.08 | 0.11 | 0.03 | 0.04 | 0.08 | 0.01 |
| Total | 99.95 | 99.78 | 99.77 | 99.92 | 100.05 | 99.22 | 100.39 | 99.56 | 99.83 | 99.74 | 99.82 | 100.43 | 99.52 | 99.35 | 99.20 | 99.87 | 99.89 |
| Si | 10.711 | 10.544 | 10.768 | 10.697 | 11.221 | 11.022 | 10.948 | 10.760 | 10.813 | 10.951 | 10.968 | 11.157 | 11.160 | 11.100 | 10.933 | 11.178 | 11.147 |
| Al | 5.292 | 5.478 | 5.261 | 5.311 | 4.811 | 5.045 | 5.089 | 5.287 | 5.230 | 5.103 | 5.071 | 4.893 | 4.871 | 4.955 | 5.117 | 4.847 | 4.903 |
| P | 0.017 | 0.009 | 0.007 | 0.022 | 0.011 | 0.012 | 0.009 | 0.004 | 0.006 | 0.003 | 0.009 | 0.012 | 0.017 | 0.004 | 0.006 | 0.012 | 0.001 |
| Ti | 0.003 | * | * | 0.011 | 0.002 | * | * | * | 0.001 | * | * | * | * | 0.005 | 0.001 | * | * |
| Fe | 0.006 | 0.012 | * | 0.006 | 0.004 | * | 0.003 | * | 0.001 | * | * | * | 0.007 | 0.002 | * | 0.005 | 0.008 |
| Mn | * | * | * | 0.004 | 0.001 | * | * | * | * | * | 0.001 | * | 0.006 | 0.008 | 0.001 | 0.006 | * |
| Mg | * | * | * | * | 0.005 | 0.001 | * | * | * | * | * | * | * | * | 0.001 | * | * |
| Ca | 1.328 | 1.524 | 1.293 | 1.333 | 0.850 | 0.967 | 1.110 | 1.289 | 1.270 | 1.144 | 1.135 | 0.898 | 0.855 | 0.921 | 1.100 | 0.896 | 0.945 |
| Na | 2.467 | 2.222 | 2.456 | 2.388 | 2.827 | 2.719 | 2.620 | 2.435 | 2.424 | 2.520 | 2.533 | 2.776 | 2.859 | 2.760 | 2.609 | 2.829 | 2.761 |
| K | 0.048 | 0.046 | 0.062 | 0.047 | 0.070 | 0.060 | 0.034 | 0.056 | 0.053 | 0.063 | 0.062 | 0.059 | 0.057 | 0.070 | 0.064 | 0.044 | 0.029 |
| Ba | * | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.006 | 0.005 | * | * | 0.001 | * | 0.004 | 0.001 | 0.001 | * | * |
| Z | 16.02 | 16.03 | 16.04 | 16.03 | 16.04 | 16.08 | 16.05 | 16.05 | 16.05 | 16.06 | 16.05 | 16.06 | 16.05 | 16.06 | 16.06 | 16.04 | 16.05 |
| X | 3.85 | 3.81 | 3.81 | 3.79 | 3.76 | 3.75 | 3.77 | 3.79 | 3.75 | 3.73 | 3.73 | 3.73 | 3.79 | 3.77 | 3.78 | 3.78 | 3.74 |
| Ab | 64.20 | 58.55 | 64.41 | 63.35 | 75.43 | 72.55 | 69.50 | 64.34 | 64.69 | 67.60 | 67.91 | 74.37 | 75.72 | 73.54 | 69.13 | 75.06 | 73.91 |
| An | 34.56 | 40.16 | 33.91 | 35.37 | 22.67 | 25.81 | 29.44 | 34.07 | 33.89 | 30.70 | 30.42 | 24.05 | 22.65 | 24.55 | 29.15 | 23.77 | 25.29 |
| Or | 1.24 | 1.22 | 1.62 | 1.26 | 1.85 | 1.59 | 0.90 | 1.47 | 1.41 | 1.69 | 1.65 | 1.59 | 1.52 | 1.88 | 1.68 | 1.17 | 0.79 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 6 Composição das plagioclases do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (continuação) | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 28 A | | | | | | | | | | | | |
| | Fenocristal | | | | | | Matriz | | | | | |
| | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b |
| SiO ₂ | 64.12 | 62.83 | 61.42 | 60.94 | 64.01 | 63.73 | 66.39 | 61.79 | 63.06 | 63.42 | 63.93 | 67.03 |
| TiO ₂ | * | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | * | * | 0.02 | * | * | * |
| Al ₂ O ₃ | 22.99 | 23.85 | 24.26 | 24.97 | 22.85 | 22.92 | 21.45 | 24.71 | 23.69 | 23.05 | 22.84 | 20.85 |
| FeO | 0.02 | 0.04 | 0.02 | * | 0.03 | 0.10 | 0.03 | 0.04 | 0.11 | 0.06 | 0.08 | 0.08 |
| MnO | 0.10 | 0.01 | * | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.03 | * | * |
| MgO | * | 0.01 | * | * | * | * | * | * | * | 0.02 | * | * |
| CaO | 4.25 | 5.11 | 5.89 | 6.66 | 4.13 | 4.15 | 2.41 | 6.27 | 4.97 | 4.67 | 4.21 | 1.94 |
| Na ₂ O | 8.47 | 8.03 | 7.54 | 7.11 | 8.51 | 8.50 | 9.53 | 7.34 | 8.03 | 8.38 | 8.57 | 9.68 |
| K ₂ O | 0.30 | 0.18 | 0.21 | 0.19 | 0.25 | 0.15 | 0.13 | 0.16 | 0.23 | 0.16 | 0.20 | 0.15 |
| BaO | * | 0.02 | * | 0.04 | * | * | 0.01 | 0.01 | 0.01 | * | * | 0.06 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.15 | 0.07 | 0.04 | 0.08 | 0.12 | 0.04 | 0.12 | 0.09 |
| Total | 100.36 | 100.16 | 99.44 | 100.02 | 99.96 | 99.65 | 100.00 | 100.39 | 100.29 | 99.84 | 99.94 | 99.89 |
| Si | 11.264 | 11.081 | 10.938 | 10.813 | 11.278 | 11.266 | 11.627 | 10.900 | 11.107 | 11.211 | 11.272 | 11.736 |
| Al | 4.759 | 4.957 | 5.092 | 5.222 | 4.745 | 4.774 | 4.427 | 5.136 | 4.917 | 4.803 | 4.746 | 4.303 |
| P | 0.016 | 0.011 | 0.010 | 0.005 | 0.022 | 0.010 | 0.006 | 0.012 | 0.018 | 0.005 | 0.017 | 0.013 |
| Ti | * | 0.002 | 0.004 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | * | * | 0.003 | * | * | * |
| Fe | 0.003 | 0.006 | 0.002 | * | 0.005 | 0.015 | 0.004 | 0.005 | 0.016 | 0.010 | 0.012 | 0.012 |
| Mn | 0.014 | 0.002 | * | 0.007 | 0.001 | 0.005 | 0.001 | 0.002 | 0.008 | 0.005 | * | * |
| Mg | * | 0.004 | * | * | 0.001 | * | * | * | * | 0.005 | * | * |
| Ca | 0.799 | 0.965 | 1.125 | 1.266 | 0.779 | 0.785 | 0.452 | 1.184 | 0.938 | 0.885 | 0.795 | 0.363 |
| Na | 2.886 | 2.746 | 2.601 | 2.445 | 2.906 | 2.912 | 3.236 | 2.509 | 2.741 | 2.872 | 2.929 | 3.288 |
| K | 0.067 | 0.040 | 0.048 | 0.044 | 0.056 | 0.033 | 0.029 | 0.037 | 0.052 | 0.036 | 0.045 | 0.033 |
| Ba | * | 0.001 | * | 0.002 | * | * | 0.001 | 0.001 | 0.001 | * | * | 0.004 |
| Z | 16.04 | 16.05 | 16.04 | 16.04 | 16.05 | 16.05 | 16.06 | 16.05 | 16.04 | 16.02 | 16.04 | 16.05 |
| X | 3.77 | 3.77 | 3.78 | 3.77 | 3.75 | 3.75 | 3.72 | 3.74 | 3.76 | 3.81 | 3.78 | 3.70 |
| Ab | 76.90 | 73.17 | 68.92 | 65.07 | 77.67 | 78.06 | 87.03 | 67.26 | 73.46 | 75.72 | 77.73 | 89.14 |
| An | 21.30 | 25.72 | 29.79 | 33.69 | 20.83 | 21.05 | 12.16 | 31.74 | 25.14 | 23.33 | 21.09 | 9.85 |
| Or | 1.80 | 1.08 | 1.28 | 1.17 | 1.49 | 0.89 | 0.79 | 0.99 | 1.39 | 0.95 | 1.19 | 0.88 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 6 Composição química das plagioclases do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves (continuação) | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 35 A | | | | | | | | | | | |
| | Fenocrystal | | | | | | Matriz | | | | | |
| | b | i | c | c | i | b | b | i | c | c | i | b |
| SiO₂ | 64.27 | 64.11 | 63.56 | 64.81 | 64.99 | 64.98 | 68.25 | 65.12 | 64.68 | 65.05 | 64.92 | 65.04 |
| TiO₂ | * | * | * | 0.02 | * | * | * | * | 0.02 | * | * | * |
| Al₂O₃ | 22.16 | 22.10 | 23.00 | 22.09 | 21.87 | 21.77 | 20.22 | 21.80 | 21.92 | 21.73 | 21.59 | 22.01 |
| FeO | 0.03 | * | * | * | * | * | * | * | * | 0.01 | * | 0.02 |
| MnO | * | 0.05 | 0.03 | 0.04 | * | * | * | * | 0.05 | * | 0.10 | 0.03 |
| MgO | 0.01 | * | * | * | * | * | * | 0.01 | * | * | * | 0.01 |
| CaO | 3.10 | 3.49 | 3.99 | 3.29 | 2.86 | 2.77 | 0.79 | 2.47 | 2.50 | 2.51 | 2.59 | 2.71 |
| Na₂O | 9.28 | 9.00 | 8.64 | 8.85 | 9.29 | 9.23 | 10.58 | 9.28 | 9.58 | 9.59 | 9.39 | 9.32 |
| K₂O | 0.26 | 0.29 | 0.32 | 0.47 | 0.34 | 0.32 | 0.19 | 0.32 | 0.31 | 0.16 | 0.30 | 0.16 |
| BaO | * | * | * | * | 0.05 | * | * | 0.08 | * | 0.01 | * | 0.03 |
| P₂O₅ | 0.21 | 0.16 | 0.12 | 0.14 | 0.22 | 0.24 | 0.14 | 0.26 | 0.26 | 0.24 | 0.27 | 0.28 |
| Total | 99.32 | 99.21 | 99.66 | 99.72 | 99.61 | 99.32 | 100.17 | 99.34 | 99.32 | 99.31 | 99.15 | 99.61 |
| Si | 11.382 | 11.377 | 11.243 | 11.430 | 11.464 | 11.484 | 11.885 | 11.499 | 11.441 | 11.492 | 11.495 | 11.455 |
| Al | 4.625 | 4.622 | 4.794 | 4.591 | 4.546 | 4.534 | 4.150 | 4.537 | 4.570 | 4.524 | 4.504 | 4.569 |
| P | 0.032 | 0.024 | 0.018 | 0.021 | 0.033 | 0.035 | 0.020 | 0.039 | 0.039 | 0.037 | 0.040 | 0.042 |
| Ti | 0.001 | * | * | 0.003 | * | * | * | * | 0.003 | * | * | * |
| Fe | 0.004 | * | * | * | * | * | * | * | * | 0.002 | * | 0.003 |
| Mn | * | 0.007 | 0.004 | 0.006 | * | * | * | * | 0.008 | * | 0.015 | 0.005 |
| Mg | 0.003 | * | * | * | * | * | * | 0.001 | 0.001 | * | * | 0.002 |
| Ca | 0.588 | 0.664 | 0.757 | 0.622 | 0.540 | 0.525 | 0.147 | 0.467 | 0.474 | 0.475 | 0.491 | 0.511 |
| Na | 3.185 | 3.097 | 2.963 | 3.026 | 3.178 | 3.162 | 3.572 | 3.178 | 3.284 | 3.284 | 3.223 | 3.181 |
| K | 0.059 | 0.067 | 0.072 | 0.107 | 0.075 | 0.072 | 0.042 | 0.072 | 0.071 | 0.037 | 0.067 | 0.035 |
| Ba | * | * | * | * | 0.003 | * | * | 0.005 | * | 0.001 | * | 0.002 |
| Z | 16.04 | 16.02 | 16.05 | 16.04 | 16.04 | 16.05 | 16.06 | 16.08 | 16.05 | 16.05 | 16.04 | 16.07 |
| X | 3.84 | 3.84 | 3.80 | 3.76 | 3.80 | 3.76 | 3.76 | 3.72 | 3.84 | 3.80 | 3.80 | 3.74 |
| Ab | 83.11 | 80.91 | 78.16 | 80.59 | 83.71 | 84.11 | 94.99 | 85.38 | 85.77 | 86.50 | 85.24 | 85.29 |
| An | 15.34 | 17.36 | 19.95 | 16.57 | 14.22 | 13.97 | 3.90 | 12.54 | 12.37 | 12.51 | 12.99 | 13.71 |
| Or | 1.55 | 1.74 | 1.89 | 2.84 | 1.99 | 1.92 | 1.11 | 1.93 | 1.86 | 0.98 | 1.77 | 0.93 |

b – bordo do cristal; i – ponto intermédio do cristal; c – centro do cristal; * - valor inferior ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 7 | | Composição química da biotite | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|--------------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| | | Granodiorito-monzogranito de Lagares | | | | | | Monzogranito de Pera Velha | | | | | | | |
| | 36Bt | 38Bt | 29Bt | 40Bt | 37Bt-C | 37Bt | 25Bt | 18Bt | 22Bt | 23Bt | 20Bt | 24Bt | 19Bt | PVBt | |
| SiO ₂ | 37.12 | 37.11 | 36.95 | 36.45 | 37.09 | 36.59 | 35.75 | 36.17 | 36.42 | 36.72 | 36.40 | 36.42 | 35.85 | 36.34 | |
| TiO ₂ | 2.50 | 2.43 | 2.43 | 2.37 | 1.65 | 2.35 | 2.63 | 2.63 | 2.62 | 2.46 | 2.65 | 1.97 | 2.34 | 2.30 | |
| Al ₂ O ₃ | 18.91 | 18.90 | 19.35 | 19.47 | 19.52 | 19.02 | 19.56 | 19.38 | 19.04 | 19.40 | 18.63 | 19.62 | 19.30 | 19.74 | |
| FeO | 20.09 | 19.53 | 18.12 | 20.48 | 19.60 | 19.69 | 23.77 | 22.93 | 20.25 | 19.89 | 20.13 | 20.92 | 23.89 | 23.51 | |
| MnO | 0.23 | 0.27 | 0.23 | 0.24 | 0.21 | 0.22 | 0.77 | 0.82 | 0.46 | 0.71 | 0.49 | 1.03 | 0.85 | 0.81 | |
| MgO | 7.16 | 7.07 | 7.63 | 6.95 | 7.25 | 6.82 | 3.04 | 3.78 | 7.01 | 6.97 | 7.09 | 5.25 | 3.56 | 3.71 | |
| CaO | * | 0.01 | * | * | 0.01 | 0.02 | 0.01 | * | 0.01 | 0.01 | * | 0.01 | 0.01 | 0.01 | |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.09 | 0.04 | |
| K ₂ O | 9.38 | 9.29 | 9.50 | 9.39 | 9.41 | 9.30 | 9.28 | 9.35 | 9.27 | 9.51 | 9.44 | 9.33 | 9.29 | 9.28 | |
| F | 0.66 | 0.34 | 0.54 | 0.49 | 0.58 | 0.54 | 0.71 | 0.96 | 0.46 | 0.58 | 0.59 | 0.84 | 0.48 | 0.33 | |
| Cl | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | * | * | * | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | |
| Total | 96.13 | 95.04 | 94.85 | 95.95 | 95.39 | 94.62 | 95.57 | 96.08 | 95.66 | 96.34 | 95.53 | 95.44 | 95.68 | 96.10 | |
| Si | 2.786 | 2.810 | 2.790 | 2.750 | 2.795 | 2.787 | 2.758 | 2.765 | 2.757 | 2.760 | 2.763 | 2.776 | 2.765 | 2.780 | |
| Al ^{IV} | 1.214 | 1.190 | 1.210 | 1.250 | 1.205 | 1.213 | 1.242 | 1.235 | 1.243 | 1.240 | 1.237 | 1.224 | 1.235 | 1.220 | |
| Z | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | |
| Al ^{VI} | 0.459 | 0.497 | 0.512 | 0.482 | 0.529 | 0.495 | 0.537 | 0.510 | 0.456 | 0.479 | 0.430 | 0.539 | 0.519 | 0.559 | |
| Ti | 0.141 | 0.138 | 0.138 | 0.135 | 0.093 | 0.135 | 0.153 | 0.151 | 0.149 | 0.139 | 0.151 | 0.113 | 0.136 | 0.132 | |
| Fe ³⁺ | 0.052 | 0.050 | 0.027 | 0.051 | 0.061 | 0.054 | 0.057 | 0.049 | 0.050 | 0.030 | 0.050 | 0.043 | 0.074 | 0.057 | |
| Fe ²⁺ | 1.209 | 1.186 | 1.118 | 1.241 | 1.174 | 1.200 | 1.477 | 1.416 | 1.232 | 1.220 | 1.228 | 1.291 | 1.467 | 1.446 | |
| Mn | 0.015 | 0.017 | 0.014 | 0.015 | 0.013 | 0.014 | 0.050 | 0.053 | 0.030 | 0.045 | 0.032 | 0.067 | 0.056 | 0.053 | |
| Mg | 0.801 | 0.798 | 0.859 | 0.782 | 0.814 | 0.775 | 0.350 | 0.431 | 0.791 | 0.781 | 0.803 | 0.597 | 0.410 | 0.424 | |
| Y | 2.68 | 2.69 | 2.67 | 2.71 | 2.69 | 2.67 | 2.62 | 2.61 | 2.71 | 2.69 | 2.69 | 2.65 | 2.66 | 2.67 | |
| Ca | * | 0.001 | * | * | 0.001 | 0.002 | * | * | 0.001 | 0.001 | * | * | 0.001 | * | |
| Na | 0.010 | 0.009 | 0.011 | 0.011 | 0.012 | 0.009 | 0.009 | 0.008 | 0.011 | 0.009 | 0.007 | 0.005 | 0.013 | 0.006 | |
| K | 0.899 | 0.897 | 0.915 | 0.903 | 0.905 | 0.904 | 0.914 | 0.912 | 0.895 | 0.912 | 0.914 | 0.907 | 0.914 | 0.906 | |
| X | 0.91 | 0.91 | 0.93 | 0.91 | 0.92 | 0.91 | 0.92 | 0.92 | 0.91 | 0.92 | 0.92 | 0.91 | 0.93 | 0.91 | |
| F | 0.156 | 0.083 | 0.130 | 0.117 | 0.138 | 0.131 | 0.173 | 0.231 | 0.111 | 0.138 | 0.142 | 0.204 | 0.117 | 0.080 | |
| Cl | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.004 | 0.003 | 0.006 | 0.002 | 0.003 | 0.003 | |

* - Valores inferiores ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 8 | | Composição química da biotite | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|--|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | Monozgranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | | | | | | |
| | | 35Bt | 5Bt | 6Bt | 10Bt | 11Bt | 21Bt | 12Bt | 2Bt | 13Bt | 41Bt | 28Bt | 3Bt |
| SiO₂ | | 35.46 | 36.13 | 36.53 | 36.64 | 36.30 | 36.13 | 36.49 | 36.15 | 36.66 | 36.68 | 36.18 | 36.56 |
| TiO₂ | | 2.60 | 2.78 | 2.65 | 2.77 | 2.50 | 2.56 | 2.75 | 2.53 | 2.40 | 2.81 | 2.75 | 2.11 |
| Al₂O₃ | | 19.95 | 18.97 | 19.50 | 18.74 | 18.77 | 20.29 | 18.09 | 18.39 | 18.64 | 18.59 | 18.14 | 18.94 |
| FeO | | 23.19 | 23.09 | 22.78 | 21.10 | 21.29 | 21.86 | 21.04 | 21.33 | 20.95 | 18.45 | 21.60 | 19.70 |
| MnO | | 0.52 | 0.40 | 0.56 | 0.27 | 0.29 | 0.68 | 0.26 | 0.22 | 0.30 | 0.21 | 0.26 | 0.31 |
| MgO | | 4.36 | 4.97 | 4.18 | 6.65 | 7.31 | 4.04 | 7.40 | 7.29 | 7.16 | 8.73 | 7.08 | 8.10 |
| CaO | | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | * | * | 0.01 | 0.01 | * | 0.01 | 0.01 |
| Na₂O | | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.10 | 0.03 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.06 |
| K₂O | | 9.23 | 9.36 | 9.36 | 9.42 | 9.45 | 9.22 | 9.55 | 9.34 | 9.42 | 9.53 | 9.32 | 9.39 |
| F | | 0.55 | 0.66 | 0.77 | 0.95 | 0.87 | 0.38 | 0.85 | 0.75 | 0.86 | 0.56 | 0.76 | 0.87 |
| Cl | | * | * | * | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Total | | 95.98 | 96.48 | 96.42 | 96.68 | 96.94 | 95.22 | 96.54 | 96.13 | 96.50 | 95.65 | 96.19 | 96.07 |
| Si | | 2.715 | 2.748 | 2.774 | 2.753 | 2.725 | 2.768 | 2.750 | 2.737 | 2.757 | 2.757 | 2.742 | 2.746 |
| Al^{IV} | | 1.285 | 1.252 | 1.226 | 1.247 | 1.275 | 1.232 | 1.250 | 1.263 | 1.243 | 1.243 | 1.258 | 1.254 |
| Z | | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Al^{VI} | | 0.514 | 0.449 | 0.518 | 0.413 | 0.386 | 0.600 | 0.357 | 0.378 | 0.410 | 0.403 | 0.361 | 0.422 |
| Ti | | 0.150 | 0.159 | 0.151 | 0.157 | 0.141 | 0.147 | 0.156 | 0.144 | 0.136 | 0.159 | 0.157 | 0.119 |
| Fe³⁺ | | 0.060 | 0.068 | 0.050 | 0.056 | 0.070 | 0.028 | 0.069 | 0.079 | 0.068 | 0.037 | 0.080 | 0.063 |
| Fe²⁺ | | 1.425 | 1.401 | 1.396 | 1.270 | 1.267 | 1.372 | 1.257 | 1.271 | 1.250 | 1.122 | 1.288 | 1.175 |
| Mn | | 0.034 | 0.026 | 0.036 | 0.017 | 0.018 | 0.044 | 0.017 | 0.014 | 0.019 | 0.014 | 0.017 | 0.019 |
| Mg | | 0.497 | 0.563 | 0.473 | 0.745 | 0.818 | 0.461 | 0.832 | 0.823 | 0.803 | 0.978 | 0.799 | 0.907 |
| Y | | 2.68 | 2.67 | 2.62 | 2.66 | 2.70 | 2.65 | 2.69 | 2.71 | 2.69 | 2.71 | 2.70 | 2.71 |
| Ca | | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | * | * | 0.001 | 0.001 | * | 0.001 | 0.001 |
| Na | | 0.017 | 0.013 | 0.010 | 0.011 | 0.014 | 0.005 | 0.011 | 0.009 | 0.009 | 0.011 | 0.011 | 0.009 |
| K | | 0.902 | 0.909 | 0.907 | 0.903 | 0.905 | 0.901 | 0.919 | 0.902 | 0.903 | 0.914 | 0.901 | 0.900 |
| X | | 0.92 | 0.92 | 0.92 | 0.91 | 0.92 | 0.91 | 0.93 | 0.91 | 0.91 | 0.92 | 0.91 | 0.91 |
| F | | 0.133 | 0.160 | 0.186 | 0.226 | 0.206 | 0.091 | 0.203 | 0.180 | 0.204 | 0.132 | 0.183 | 0.207 |
| Cl | | * | * | * | 0.006 | 0.008 | 0.006 | 0.003 | 0.006 | 0.004 | 0.002 | 0.003 | 0.003 |

* - Valores inferiores ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 9 Composição química da moscovite primária | | | | | | | | | | | |
|---|--------------------------------------|-------|-------|----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Granodiorito-monzogranito de Lagares | | | Monzogranito de Pera Velha | | | | | | | |
| | 37Msc | 36Msc | 38Msc | 25Msc | 18Msc | 22Msc | 23Msc | 20Msc | 24Msc | 19Msc | PVMsc |
| SiO₂ | 47.52 | 46.73 | 47.45 | 46.57 | 47.08 | 47.04 | 47.24 | 46.77 | 46.77 | 46.81 | 48.16 |
| TiO₂ | 0.53 | 0.50 | 0.35 | 0.54 | 0.57 | 1.12 | 0.54 | 0.64 | 0.51 | 0.54 | 1.27 |
| Al₂O₃ | 34.66 | 35.17 | 34.63 | 34.09 | 33.91 | 35.10 | 33.33 | 34.41 | 32.44 | 33.55 | 31.83 |
| Cr₂O₃ | * | 0.01 | 0.01 | * | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | * | 0.02 | * |
| FeO | 1.23 | 0.91 | 1.02 | 2.08 | 2.26 | 1.50 | 2.05 | 1.55 | 2.45 | 2.38 | 2.94 |
| MnO | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.08 | 0.11 | * | 0.07 | 0.02 | 0.08 | 0.08 | 0.12 |
| MgO | 0.95 | 0.77 | 0.88 | 0.74 | 0.84 | 0.79 | 1.30 | 0.84 | 1.48 | 0.92 | 1.41 |
| CaO | * | * | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | * | * | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| Na₂O | 0.25 | 0.44 | 0.34 | 0.51 | 0.51 | 0.33 | 0.31 | 0.39 | 0.35 | 0.35 | 0.18 |
| K₂O | 10.43 | 10.23 | 10.35 | 9.92 | 9.74 | 9.43 | 10.30 | 10.38 | 10.16 | 10.20 | 9.90 |
| F | 0.10 | 0.20 | 0.29 | 0.36 | 0.49 | 0.16 | 0.35 | 0.17 | 0.56 | 0.43 | 0.54 |
| Total | 95.70 | 95.03 | 95.35 | 94.91 | 95.50 | 95.48 | 95.50 | 95.21 | 94.83 | 95.28 | 96.37 |
| Si | 3.137 | 3.103 | 3.140 | 3.113 | 3.126 | 3.101 | 3.142 | 3.114 | 3.143 | 3.126 | 3.181 |
| Al^{IV} | 0.863 | 0.897 | 0.860 | 0.887 | 0.874 | 0.899 | 0.858 | 0.886 | 0.857 | 0.874 | 0.819 |
| Z | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Al^{VI} | 1.833 | 1.856 | 1.840 | 1.799 | 1.779 | 1.828 | 1.755 | 1.814 | 1.711 | 1.766 | 1.659 |
| Ti | 0.026 | 0.025 | 0.017 | 0.027 | 0.028 | 0.056 | 0.027 | 0.032 | 0.026 | 0.027 | 0.063 |
| Cr | * | 0.001 | 0.001 | * | * | 0.001 | 0.001 | 0.001 | * | 0.001 | * |
| Fe | 0.068 | 0.051 | 0.056 | 0.116 | 0.125 | 0.083 | 0.114 | 0.086 | 0.138 | 0.133 | 0.163 |
| Mn | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.005 | 0.006 | * | 0.004 | 0.001 | 0.005 | 0.005 | 0.007 |
| Mg | 0.094 | 0.077 | 0.087 | 0.074 | 0.083 | 0.077 | 0.129 | 0.084 | 0.149 | 0.092 | 0.139 |
| Y | 2.02 | 2.01 | 2.00 | 2.02 | 2.02 | 2.04 | 2.03 | 2.02 | 2.03 | 2.02 | 2.03 |
| Ca | * | * | 0.001 | 0.001 | * | * | * | * | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Na | 0.032 | 0.057 | 0.043 | 0.066 | 0.065 | 0.042 | 0.040 | 0.051 | 0.045 | 0.045 | 0.023 |
| K | 0.879 | 0.867 | 0.873 | 0.846 | 0.825 | 0.793 | 0.874 | 0.882 | 0.871 | 0.869 | 0.834 |
| X | 0.91 | 0.92 | 0.92 | 0.91 | 0.89 | 0.84 | 0.91 | 0.93 | 0.92 | 0.91 | 0.86 |
| F | 0.021 | 0.043 | 0.061 | 0.077 | 0.103 | 0.033 | 0.074 | 0.036 | 0.119 | 0.090 | 0.113 |

* - Valores inferiores ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 10 | | Composição da moscovite primária (continuação) | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | | | | |
| | | 35Msc | 5Msc | 6Msc | 28Msc | 41Msc | 10Msc | 3Cm | 12Msc | 2Msc | 13Msc |
| SiO ₂ | | 46.67 | 46.53 | 46.63 | 46.97 | 47.63 | 47.61 | 46.85 | 47.55 | 47.65 | 47.19 |
| TiO ₂ | | 0.69 | 0.71 | 0.81 | 0.89 | 1.07 | 0.55 | 0.64 | 0.58 | 0.99 | 0.52 |
| Al ₂ O ₃ | | 34.60 | 33.77 | 34.05 | 34.74 | 34.36 | 35.61 | 34.87 | 35.01 | 35.22 | 33.94 |
| Cr ₂ O ₃ | | 0.02 | 0.01 | 0.02 | * | 0.02 | 0.01 | * | 0.01 | 0.03 | 0.01 |
| FeO | | 1.52 | 2.18 | 1.91 | 1.27 | 1.22 | 1.27 | 1.34 | 1.27 | 1.23 | 1.33 |
| MnO | | 0.02 | 0.02 | 0.07 | 0.06 | * | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | | 0.68 | 0.80 | 0.75 | 0.80 | 0.88 | 0.87 | 0.96 | 1.04 | 0.95 | 1.07 |
| CaO | | 0.01 | * | 0.01 | * | * | 0.02 | 0.01 | 0.02 | * | 0.04 |
| Na ₂ O | | 0.57 | 0.42 | 0.52 | 0.34 | 0.28 | 0.26 | 0.38 | 0.42 | 0.24 | 0.29 |
| K ₂ O | | 10.05 | 10.21 | 10.23 | 10.33 | 9.95 | 9.51 | 9.76 | 9.84 | 9.81 | 10.18 |
| F | | 0.29 | 0.34 | 0.44 | 0.22 | 0.18 | 0.27 | 0.29 | 0.32 | 0.24 | 0.30 |
| Total | | 95.12 | 94.98 | 95.45 | 95.61 | 95.59 | 96.00 | 95.14 | 96.09 | 96.37 | 94.89 |
| Si | | 3.106 | 3.115 | 3.105 | 3.108 | 3.140 | 3.114 | 3.105 | 3.119 | 3.112 | 3.142 |
| Al ^{IV} | | 0.894 | 0.885 | 0.895 | 0.892 | 0.860 | 0.886 | 0.895 | 0.881 | 0.888 | 0.858 |
| Z | | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Al ^{VI} | | 1.819 | 1.779 | 1.777 | 1.817 | 1.809 | 1.860 | 1.829 | 1.824 | 1.823 | 1.806 |
| Ti | | 0.034 | 0.036 | 0.040 | 0.044 | 0.053 | 0.027 | 0.032 | 0.028 | 0.049 | 0.026 |
| Cr | | 0.001 | 0.001 | 0.001 | * | 0.001 | * | * | * | 0.001 | 0.001 |
| Fe | | 0.085 | 0.122 | 0.106 | 0.070 | 0.068 | 0.069 | 0.074 | 0.070 | 0.067 | 0.074 |
| Mn | | 0.001 | 0.001 | 0.004 | 0.003 | * | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | * |
| Mg | | 0.068 | 0.079 | 0.075 | 0.079 | 0.087 | 0.085 | 0.095 | 0.101 | 0.092 | 0.106 |
| Y | | 2.01 | 2.02 | 2.00 | 2.01 | 2.02 | 2.04 | 2.03 | 2.03 | 2.03 | 2.01 |
| Ca | | 0.001 | * | * | * | * | 0.002 | 0.001 | 0.001 | * | 0.003 |
| Na | | 0.073 | 0.054 | 0.068 | 0.043 | 0.035 | 0.033 | 0.049 | 0.053 | 0.030 | 0.038 |
| K | | 0.853 | 0.872 | 0.869 | 0.872 | 0.837 | 0.793 | 0.826 | 0.823 | 0.818 | 0.865 |
| X | | 0.93 | 0.93 | 0.94 | 0.92 | 0.87 | 0.83 | 0.88 | 0.88 | 0.85 | 0.91 |
| F | | 0.062 | 0.073 | 0.092 | 0.046 | 0.038 | 0.056 | 0.061 | 0.066 | 0.050 | 0.064 |

* - Valores inferiores ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 11 | | Composição da moscovite secundária | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--|
| | | Monzogranito de Pera Velha e monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | | | |
| | 10Msec | 12Msec | 25Msec | 22Msec | 23Msec | 20Msec | 24Msec | 19Msec | PVsec | |
| SiO ₂ | 47.82 | 47.74 | 46.81 | 47.73 | 47.55 | 46.88 | 47.08 | 46.94 | 47.67 | |
| TiO ₂ | 0.23 | 0.24 | 0.37 | 0.37 | 0.23 | 0.09 | 0.32 | 0.12 | 0.10 | |
| Al ₂ O ₃ | 35.75 | 33.57 | 31.41 | 33.86 | 33.63 | 36.19 | 32.77 | 33.46 | 35.72 | |
| Cr ₂ O ₃ | * | * | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | * | 0.02 | 0.01 | |
| FeO | 1.39 | 1.74 | 3.26 | 2.27 | 2.09 | 1.16 | 2.31 | 2.25 | 1.49 | |
| MnO | * | 0.03 | 0.19 | 0.02 | 0.03 | 0.06 | 0.09 | 0.12 | 0.07 | |
| MgO | 0.82 | 1.10 | 1.21 | 1.26 | 1.24 | 0.51 | 1.46 | 0.56 | 0.38 | |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | * | 0.01 | 0.01 | 0.01 | * | 0.04 | |
| Na ₂ O | 0.22 | 0.18 | 0.21 | 0.25 | 0.26 | 0.41 | 0.21 | 0.22 | 0.31 | |
| K ₂ O | 9.58 | 10.19 | 10.34 | 9.43 | 10.33 | 10.06 | 10.10 | 10.08 | 10.01 | |
| F | 0.15 | 0.30 | 0.59 | 0.31 | 0.31 | 0.09 | 0.48 | 0.26 | 0.12 | |
| Total | 95.97 | 95.09 | 94.41 | 95.51 | 95.71 | 95.46 | 94.84 | 94.03 | 95.91 | |
| Si | 3.129 | 3.174 | 3.175 | 3.155 | 3.153 | 3.095 | 3.154 | 3.166 | 3.132 | |
| Al ^{IV} | 0.871 | 0.826 | 0.825 | 0.845 | 0.847 | 0.905 | 0.846 | 0.834 | 0.868 | |
| Z | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | |
| Al ^{VI} | 1.885 | 1.804 | 1.687 | 1.792 | 1.781 | 1.910 | 1.742 | 1.825 | 1.898 | |
| Ti | 0.012 | 0.012 | 0.019 | 0.018 | 0.011 | 0.004 | 0.016 | 0.006 | 0.005 | |
| Cr | * | * | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | * | 0.001 | * | |
| Fe | 0.076 | 0.096 | 0.185 | 0.126 | 0.116 | 0.064 | 0.129 | 0.127 | 0.082 | |
| Mn | * | 0.002 | 0.011 | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.005 | 0.007 | 0.004 | |
| Mg | 0.080 | 0.109 | 0.123 | 0.124 | 0.123 | 0.050 | 0.146 | 0.056 | 0.037 | |
| Y | 2.05 | 2.02 | 2.02 | 2.06 | 2.03 | 2.03 | 2.04 | 2.02 | 2.03 | |
| Ca | 0.001 | 0.001 | 0.001 | * | * | * | 0.001 | * | 0.003 | |
| Na | 0.028 | 0.023 | 0.027 | 0.033 | 0.034 | 0.052 | 0.027 | 0.029 | 0.039 | |
| K | 0.799 | 0.864 | 0.895 | 0.795 | 0.874 | 0.847 | 0.863 | 0.867 | 0.839 | |
| X | 0.83 | 0.89 | 0.92 | 0.83 | 0.91 | 0.90 | 0.89 | 0.90 | 0.88 | |
| F | 0.031 | 0.063 | 0.126 | 0.064 | 0.066 | 0.020 | 0.101 | 0.055 | 0.025 | |

* - Valores inferiores ao limite de detecção

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 12 | | Composição da turmalina | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|---|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | Granodiorito-monzogranito de Lagares | | | | | | Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | | | | |
| | 37Trmb drav | 37Trmi drav | 37Trmc drav | 37Trm'b drav | 37Trm'i drav | 37Trm'c drav | 3Trmb esc | 3Trmi drav | 3Trmc drav | 3Trmi drav | 3Trmb drav | 10Trmb esc | 10Trmi esc | 10Trmc esc | 10Trmi esc | 10Trmb esc |
| B₂O₃* | 10.60 | 10.70 | 10.64 | 10.52 | 10.59 | 10.59 | 10.73 | 10.77 | 10.78 | 10.67 | 10.75 | 10.79 | 10.73 | 10.66 | 10.76 | 10.69 |
| SiO₂ | 36.66 | 36.93 | 36.85 | 36.95 | 37.19 | 37.20 | 36.47 | 36.66 | 37.10 | 36.33 | 36.76 | 36.94 | 37.18 | 36.62 | 36.98 | 36.85 |
| TiO₂ | 0.56 | 0.55 | 0.31 | 0.60 | 0.78 | 0.63 | 0.95 | 0.80 | 0.75 | 0.79 | 0.65 | 0.51 | 0.73 | 0.73 | 0.65 | 0.66 |
| Al₂O₃ | 32.14 | 32.67 | 32.93 | 31.03 | 30.98 | 31.02 | 33.58 | 33.75 | 33.57 | 33.51 | 33.76 | 34.77 | 33.48 | 33.64 | 33.95 | 33.64 |
| FeO | 7.68 | 7.53 | 7.32 | 8.31 | 8.16 | 8.07 | 8.81 | 8.84 | 8.22 | 8.27 | 8.15 | 8.62 | 8.77 | 8.78 | 8.76 | 8.48 |
| MnO | 0.07 | * | 0.02 | 0.03 | * | 0.05 | * | 0.04 | * | * | * | 0.03 | 0.11 | 0.07 | 0.06 | * |
| MgO | 5.92 | 6.14 | 5.83 | 5.51 | 5.79 | 5.82 | 4.90 | 5.23 | 4.99 | 5.12 | 5.18 | 4.05 | 4.10 | 4.27 | 4.42 | 4.41 |
| CaO | 0.85 | 0.69 | 0.70 | 0.76 | 0.81 | 0.88 | 0.44 | 0.37 | 0.37 | 0.43 | 0.41 | 0.24 | 0.28 | 0.26 | 0.30 | 0.28 |
| Na₂O | 1.55 | 1.69 | 1.47 | 1.54 | 1.49 | 1.57 | 1.77 | 1.71 | 1.85 | 1.80 | 1.85 | 1.73 | 1.71 | 1.76 | 1.79 | 1.75 |
| K₂O | <u>0.06</u> | <u>0.04</u> | <u>0.09</u> | <u>0.06</u> | <u>0.03</u> | <u>0.02</u> | <u>0.09</u> | <u>0.05</u> | <u>0.05</u> | <u>0.04</u> | <u>0.05</u> | <u>0.05</u> | <u>0.06</u> | <u>0.04</u> | <u>0.02</u> | <u>0.05</u> |
| TOTAL | 96.09 | 96.95 | 96.15 | 95.32 | 95.83 | 95.84 | 97.73 | 98.23 | 97.68 | 96.97 | 97.55 | 97.74 | 97.16 | 96.83 | 97.71 | 96.79 |
| B | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |
| Si | 6.093 | 6.068 | 6.094 | 6.216 | 6.216 | 6.222 | 5.984 | 5.959 | 6.079 | 5.991 | 6.022 | 6.051 | 6.147 | 6.064 | 6.066 | 6.097 |
| Al^{IV} | — | — | — | — | — | — | 0.016 | 0.041 | — | 0.009 | — | — | — | — | — | — |
| Al (Z) | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| Al (Y) | 0.294 | 0.326 | 0.417 | 0.153 | 0.102 | 0.113 | 0.476 | 0.426 | 0.483 | 0.503 | 0.517 | 0.713 | 0.523 | 0.565 | 0.562 | 0.560 |
| Ti | 0.069 | 0.068 | 0.038 | 0.076 | 0.097 | 0.079 | 0.117 | 0.097 | 0.093 | 0.098 | 0.080 | 0.062 | 0.090 | 0.091 | 0.081 | 0.082 |
| Fe | 1.067 | 1.034 | 1.012 | 1.169 | 1.141 | 1.128 | 1.208 | 1.202 | 1.127 | 1.140 | 1.116 | 1.181 | 1.213 | 1.216 | 1.202 | 1.174 |
| Mn | 0.010 | * | 0.003 | 0.004 | * | 0.007 | * | 0.006 | * | * | * | 0.004 | 0.016 | 0.010 | 0.008 | * |
| Mg | 1.467 | 1.504 | 1.436 | 1.381 | 1.443 | 1.450 | 1.198 | 1.268 | 1.218 | 1.258 | 1.265 | 0.989 | 1.011 | 1.053 | 1.081 | 1.088 |
| Ysite | 2.85 | 2.88 | 2.86 | 2.72 | 2.72 | 2.71 | 2.96 | 3.01 | 2.85 | 2.96 | 2.92 | 2.88 | 2.77 | 2.87 | 2.87 | 2.83 |
| Ca | 0.152 | 0.121 | 0.124 | 0.138 | 0.145 | 0.158 | 0.078 | 0.065 | 0.066 | 0.077 | 0.071 | 0.042 | 0.049 | 0.046 | 0.053 | 0.049 |
| Na | 0.500 | 0.539 | 0.471 | 0.504 | 0.483 | 0.510 | 0.562 | 0.539 | 0.586 | 0.575 | 0.588 | 0.550 | 0.549 | 0.564 | 0.569 | 0.560 |
| K | 0.012 | 0.008 | 0.018 | 0.013 | 0.007 | 0.004 | 0.018 | 0.010 | 0.009 | 0.009 | 0.010 | 0.011 | 0.012 | 0.009 | 0.005 | 0.010 |
| □ | 0.348 | 0.340 | 0.405 | 0.359 | 0.372 | 0.332 | 0.360 | 0.396 | 0.348 | 0.348 | 0.341 | 0.408 | 0.401 | 0.390 | 0.378 | 0.391 |

□ - X-site vacancy; * - Valores inferiores ao limite de detecção. c – centro, i – intermédio, b – bordo. drav – dravite, esc – escorlite.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 13 | | | | | | | | | Composição química da clorite | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---|-----------|-----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--|--|
| Granodiorito-monzogranito de Lagares | | | | | | | | | Monzogranito de Pera Velha | | | | | | Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | | | | | | | |
| | 37A 1º | 37A 2º | 38A 1º | 38A 2º | 38A 3º | 29A 1º | 29A 2º | 29A 3º | 25A 1º | 25A 2º | 22A 1º | 22A 2º | 19A 1º | 19A 2º | 35A 1º | 35A 2º | 35A 3º | 5A 1º | 5A 2º | 41A 1º | 41A 2º | 41A 3º | 10A 1º | 10A 2º | 10A 3º | | |
| | brv | brv | brv | brv | brv | brv | brv | brv | brv | brv | brv | brv | rip | rip | brv | brv | brv | rip | rip | pic | pic | rip | brv | brv | brv | | |
| SiO ₂ | 27.60 | 26.32 | 27.56 | 27.39 | 27.21 | 26.30 | 26.19 | 26.26 | 25.89 | 26.56 | 25.40 | 25.92 | 24.93 | 24.73 | 26.00 | 26.09 | 26.43 | 24.99 | 25.23 | 27.29 | 26.78 | 26.33 | 27.31 | 26.48 | 26.56 | | |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.10 | 0.04 | 0.13 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.01 | 0.03 | 0.09 | 0.05 | 0.02 | 0.19 | 0.18 | 0.06 | 0.13 | 0.12 | 0.09 | 0.19 | 0.02 | 0.06 | 0.13 | 0.11 | 0.01 | 0.02 | | |
| Al ₂ O ₃ | 21.43 | 21.01 | 21.11 | 20.94 | 20.88 | 22.39 | 22.29 | 22.07 | 23.99 | 23.36 | 21.08 | 21.21 | 22.67 | 22.78 | 20.39 | 19.06 | 19.40 | 21.13 | 20.61 | 20.46 | 20.95 | 21.57 | 20.63 | 20.42 | 20.70 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.01 | * | 0.02 | * | * | * | * | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | * | 0.02 | * | 0.01 | * | 0.01 | 0.02 | 0.03 | * | | | |
| FeO | 27.98 | 28.24 | 27.88 | 28.56 | 28.95 | 27.35 | 28.04 | 26.86 | 30.74 | 30.68 | 27.77 | 28.09 | 34.23 | 34.68 | 33.42 | 34.20 | 34.21 | 32.37 | 33.75 | 26.44 | 25.80 | 27.00 | 29.47 | 30.49 | 30.56 | | |
| MnO | 0.22 | 0.28 | 0.44 | 0.37 | 0.31 | 0.42 | 0.31 | 0.27 | 0.96 | 1.02 | 0.53 | 0.67 | 1.41 | 1.51 | 0.85 | 0.69 | 0.63 | 0.51 | 0.49 | 0.36 | 0.42 | 0.41 | 0.35 | 0.33 | 0.43 | | |
| MgO | 10.05 | 10.39 | 10.15 | 9.83 | 9.91 | 10.26 | 10.03 | 10.16 | 4.83 | 4.59 | 10.26 | 10.29 | 4.84 | 4.93 | 6.46 | 6.52 | 6.54 | 7.51 | 7.32 | 13.10 | 13.23 | 12.65 | 9.90 | 9.65 | 9.32 | | |
| CaO | 0.02 | 0.06 | 0.02 | 0.08 | * | 0.01 | 0.03 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | * | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | * | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | | |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.02 | * | * | * | 0.01 | * | * | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | * | 0.03 | * | 0.03 | 0.03 | 0.01 | * | * | * | 0.04 | 0.05 | 0.01 | * | | |
| K ₂ O | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | * | * | * | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.29 | 0.07 | 0.03 | 0.07 | 0.08 | 0.04 | 0.03 | * | * | 0.03 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | | |
| F | 0.02 | 0.10 | * | 0.07 | 0.01 | 0.15 | 0.08 | 0.08 | 0.10 | 0.03 | 0.13 | 0.09 | 0.15 | 0.17 | 0.11 | 0.03 | * | 0.06 | 0.02 | 0.02 | 0.08 | 0.03 | 0.13 | * | 0.15 | | |
| Total | 87.42 | 86.55 | 87.20 | 87.46 | 87.33 | 86.94 | 87.04 | 85.77 | 86.60 | 86.42 | 85.35 | 86.40 | 88.74 | 89.09 | 87.36 | 86.84 | 87.50 | 86.75 | 87.68 | 87.73 | 87.31 | 88.21 | 88.03 | 87.47 | 87.79 | | |
| Si | 5.863 | 5.690 | 5.875 | 5.850 | 5.830 | 5.619 | 5.610 | 5.674 | 5.655 | 5.807 | 5.581 | 5.626 | 5.466 | 5.410 | 5.746 | 5.839 | 5.856 | 5.538 | 5.569 | 5.753 | 5.661 | 5.547 | 5.825 | 5.733 | 5.728 | | |
| Al ^{IV} | 2.137 | 2.310 | 2.125 | 2.150 | 2.170 | 2.381 | 2.390 | 2.326 | 2.345 | 2.193 | 2.419 | 2.374 | 2.534 | 2.590 | 2.254 | 2.161 | 2.144 | 2.462 | 2.431 | 2.247 | 2.339 | 2.453 | 2.175 | 2.267 | 2.272 | | |
| Z | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | | |
| Al ^{VI} | 3.227 | 3.042 | 3.178 | 3.120 | 3.104 | 3.257 | 3.237 | 3.294 | 3.830 | 3.828 | 3.039 | 3.051 | 3.322 | 3.282 | 3.057 | 2.867 | 2.923 | 3.057 | 2.932 | 2.838 | 2.880 | 2.903 | 3.010 | 2.942 | 2.987 | | |
| Ti | 0.005 | 0.016 | 0.006 | 0.020 | 0.008 | 0.009 | 0.011 | 0.001 | 0.005 | 0.015 | 0.008 | 0.004 | 0.031 | 0.030 | 0.011 | 0.022 | 0.020 | 0.015 | 0.032 | 0.004 | 0.009 | 0.020 | 0.018 | 0.001 | 0.004 | | |
| Cr | 0.003 | 0.001 | * | 0.003 | * | * | * | * | 0.001 | 0.003 | 0.005 | 0.004 | 0.002 | 0.003 | 0.001 | * | 0.003 | * | 0.001 | 0.001 | * | 0.002 | 0.004 | 0.004 | * | | |
| Fe | 4.970 | 5.104 | 4.970 | 5.101 | 5.187 | 4.885 | 5.023 | 4.853 | 5.615 | 5.610 | 5.100 | 5.097 | 6.275 | 6.343 | 6.176 | 6.400 | 6.339 | 5.999 | 6.231 | 4.662 | 4.560 | 4.756 | 5.255 | 5.519 | 5.509 | | |
| Mn | 0.040 | 0.051 | 0.079 | 0.067 | 0.056 | 0.076 | 0.056 | 0.050 | 0.177 | 0.190 | 0.099 | 0.124 | 0.261 | 0.280 | 0.159 | 0.131 | 0.119 | 0.096 | 0.092 | 0.064 | 0.075 | 0.074 | 0.064 | 0.061 | 0.079 | | |
| Mg | 3.182 | 3.346 | 3.226 | 3.129 | 3.165 | 3.269 | 3.204 | 3.272 | 1.572 | 1.497 | 3.361 | 3.329 | 1.581 | 1.608 | 2.130 | 2.175 | 2.161 | 2.482 | 2.410 | 4.119 | 4.168 | 3.973 | 3.147 | 3.115 | 2.996 | | |
| Ca | 0.005 | 0.013 | 0.004 | 0.019 | 0.001 | 0.003 | 0.007 | 0.016 | 0.006 | 0.009 | 0.007 | 0.007 | 0.008 | * | 0.008 | 0.005 | 0.006 | 0.008 | 0.005 | 0.005 | 0.001 | 0.002 | 0.003 | 0.010 | 0.011 | | |
| Na | 0.007 | 0.009 | * | * | * | 0.004 | * | * | 0.013 | 0.003 | 0.013 | 0.002 | * | 0.011 | 0.001 | 0.014 | 0.012 | 0.004 | 0.001 | * | * | 0.015 | 0.019 | 0.006 | * | | |
| K | 0.011 | 0.006 | 0.005 | 0.017 | 0.003 | * | 0.001 | * | 0.004 | 0.005 | 0.007 | 0.012 | 0.080 | 0.018 | 0.009 | 0.020 | 0.023 | 0.012 | 0.009 | * | * | 0.008 | 0.013 | 0.002 | 0.002 | | |
| X | 11.45 | 11.59 | 11.47 | 11.48 | 11.52 | 11.50 | 11.54 | 11.49 | 11.22 | 11.16 | 11.64 | 11.63 | 11.56 | 11.58 | 11.55 | 11.63 | 11.60 | 11.67 | 11.71 | 11.69 | 11.69 | 11.75 | 11.53 | 11.66 | 11.59 | | |
| F | 0.017 | 0.074 | * | 0.048 | 0.005 | 0.105 | 0.055 | 0.056 | 0.070 | 0.025 | 0.097 | 0.065 | 0.107 | 0.124 | 0.082 | 0.019 | 0.003 | 0.046 | 0.018 | 0.014 | 0.054 | 0.022 | 0.091 | 0.003 | 0.104 | | |

* - Valores inferiores ao limite de detecção; 1º, 2º e 3º - número de pontos analisados em cada cristal por amostra. brv – brunsvigite, rip – ripidolite, pic - picnoclorite

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| Tabela VI. 14 | | Composição da apatite | | | | | | |
|-----------------------------------|--------------------------------------|-----------------------|----------------------------|--------|--------|---|--------|--------|
| | Granodiorito-monzogranito de Lagares | | Monzogranito de Pera Velha | | | Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | |
| | 29A | 40A | 22A | 23A | 20A | 10A | 3A | 11A |
| FeO | 0.26 | 0.22 | 0.55 | 0.43 | 0.13 | 0.28 | 0.54 | 0.43 |
| MnO | 0.09 | 0.23 | 0.38 | 0.71 | 0.65 | 0.57 | 0.84 | 0.57 |
| MgO | * | * | * | * | * | * | * | * |
| CaO | 55.71 | 55.09 | 55.59 | 54.72 | 54.23 | 53.75 | 53.41 | 54.31 |
| SrO | * | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.03 |
| Na₂O | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.11 | 0.11 | 0.13 | 0.16 | 0.15 |
| K₂O | 0.07 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.11 | * |
| P₂O₅ | 42.55 | 42.30 | 41.19 | 42.63 | 42.58 | 42.65 | 42.16 | 42.98 |
| F | 3.37 | 3.63 | 3.64 | 3.21 | 3.89 | 3.45 | 4.72 | 3.65 |
| Cl | * | 0.01 | * | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| | 102.13 | 101.58 | 101.51 | 101.88 | 101.67 | 100.88 | 101.96 | 102.13 |
| F-O | 1.41 | 1.52 | 1.53 | 1.35 | 1.63 | 1.45 | 1.98 | 1.53 |
| Cl-O | * | * | * | * | * | * | * | * |
| Total | 100.71 | 100.05 | 99.98 | 100.53 | 100.03 | 99.42 | 99.97 | 100.60 |
| P | 5.792 | 5.785 | 5.683 | 5.819 | 5.807 | 5.855 | 5.744 | 5.833 |
| Mg | * | * | * | * | * | * | * | * |
| Fe | 0.035 | 0.029 | 0.074 | 0.058 | 0.018 | 0.038 | 0.072 | 0.057 |
| Mn | 0.013 | 0.031 | 0.053 | 0.097 | 0.089 | 0.078 | 0.115 | 0.077 |
| Na | 0.021 | 0.022 | 0.028 | 0.034 | 0.035 | 0.039 | 0.051 | 0.047 |
| K | 0.014 | 0.007 | 0.010 | 0.009 | 0.006 | 0.002 | 0.022 | 0.001 |
| Ca | 9.597 | 9.534 | 9.706 | 9.454 | 9.360 | 9.337 | 9.210 | 9.328 |
| Sr | * | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.003 |
| Σ | 9.68 | 9.62 | 9.87 | 9.65 | 9.51 | 9.50 | 9.47 | 9.51 |
| F | 1.713 | 1.853 | 1.877 | 1.637 | 1.983 | 1.770 | 2.404 | 1.849 |
| Cl | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.005 | 0.002 | 0.005 | 0.005 | 0.004 |
| OH | 0.287 | 0.144 | 0.122 | 0.359 | 0.015 | 0.226 | -0.409 | 0.147 |

* - Valores inferiores ao limite de detecção.

ANEXO VI (CONTINUAÇÃO)

| | Composição da ilmenite | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|--------------------------------------|-------|-------|--------|----------------------------|-------|-------|-------|---|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
| | Granodiorito-monzogranito de Lagares | | | | Monzogranito de Pera Velha | | | | Monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | | | | | | | | |
| | 40A | 36A | 38A | 37A | 22A | 23A | 20A | 25A | 12A | 13A | 3A | 11A | 28A | 41A | 5A | 6A | 35A |
| TiO₂ | 53.78 | 53.16 | 52.51 | 52.86 | 52.77 | 53.26 | 53.55 | 53.11 | 53.41 | 53.52 | 53.32 | 53.34 | 53.03 | 53.63 | 52.60 | 53.35 | 52.65 |
| FeO | 43.29 | 42.85 | 42.15 | 44.56 | 39.70 | 37.27 | 38.82 | 15.26 | 43.53 | 42.98 | 41.98 | 42.85 | 43.52 | 42.74 | 42.64 | 42.68 | 34.27 |
| MnO | 2.88 | 3.35 | 4.62 | 2.92 | 6.90 | 9.37 | 7.30 | 29.85 | 3.68 | 3.37 | 4.53 | 3.23 | 3.08 | 3.76 | 4.56 | 4.36 | 12.12 |
| Total | 99.95 | 99.36 | 99.28 | 100.34 | 99.37 | 99.90 | 99.67 | 98.22 | 100.62 | 99.86 | 99.82 | 99.43 | 99.63 | 100.14 | 99.80 | 100.38 | 99.03 |
| Ti | 2.030 | 2.022 | 2.006 | 2.000 | 2.011 | 2.016 | 2.027 | 2.032 | 2.011 | 2.025 | 2.020 | 2.026 | 2.015 | 2.024 | 2.001 | 2.012 | 2.012 |
| Fe | 1.817 | 1.812 | 1.790 | 1.875 | 1.682 | 1.569 | 1.634 | 0.649 | 1.822 | 1.807 | 1.768 | 1.810 | 1.839 | 1.793 | 1.803 | 1.790 | 1.456 |
| Mn | 0.122 | 0.143 | 0.199 | 0.125 | 0.296 | 0.399 | 0.311 | 1.286 | 0.156 | 0.143 | 0.193 | 0.138 | 0.132 | 0.160 | 0.195 | 0.185 | 0.521 |

| Tabela VI.16 | Composição do rútilo do monzogranito-sienogranito de Ferreira de Aves | |
|------------------------------------|---|-------------|
| | 35A-1 | 35A-2 |
| TiO₂ | 98.14 | 98.22 |
| FeO | 0.33 | 0.21 |
| Nb₂O₅ | 1.27 | 1.63 |
| Ta₂O₅ | * | * |
| MnO | <u>0.08</u> | <u>0.01</u> |
| Total | 99.82 | 100.07 |
| Ti | 0.988 | 0.986 |
| Fe | 0.004 | 0.002 |
| Nb | 0.008 | 0.010 |
| Ta | * | * |
| Mn | 0.001 | * |